АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1947 ЛЕНИНГРАД

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1947 ЛЕНИНГРАД

Главный редактор академик В. А. Обручев
Ответственный редактор В. И. Громов

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства *С. Т. Попова* Технический редактор *В. Н. Диков*

РИСО АН СССР № 2486 А—11978. Издат. № 940 Тип. зак. № 2829. Под. к печ. 6/XII 1947 г.
Формат бум. 70x108$^{1}/_{16}$ Печ. л. 6$^{1}/_{2}$ Уч.-издат. 9,25 Тираж 1500

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР Москва. Шубинский пер., д. 10

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Н. И. Николаев. О зональности в распространении новейших континентальных отложений 5

А. С. Пересветов. Ископаемая ель *Picea indigirensis* sp. n. на севере Якутии 17

Н. А. Сирин. О следах двух оледенений на Приполярном Урале . . . 20

С. Г. Мирчинк. Рельеф и строение рыхлого покрова части бассейна верхнего течения р. Жуи 26

И. В. Лучицкий. О рельефе правобережья р. Ангары на участке Усть-Оса — Заярск 46

Н. Н. Соколов. Некоторые новые данные о межледниковых отложениях Ленинградской и западной части Калининской области 52

А. М. Овчинников. Геологическое строение долин рек-близнецов Боржомки и Черной (Гуджаретис-цхали) в Триалетском хребте (Грузия) . . 67

Научные новости и заметки

Н. И. Николаев. О нижней границе антропогена 77

К. К. Марков. О современных изменениях альпийских ледников 81

Н. И. Кригер. К геологии следов палеолита в бассейне Оки 83

Е. И. Беляева. О находке остатков *Elephas primigenius* Bl. в долине р. Или 88

И. Н. Павлов. К стратиграфии ледниковых отложений верховьев р. Волги 89

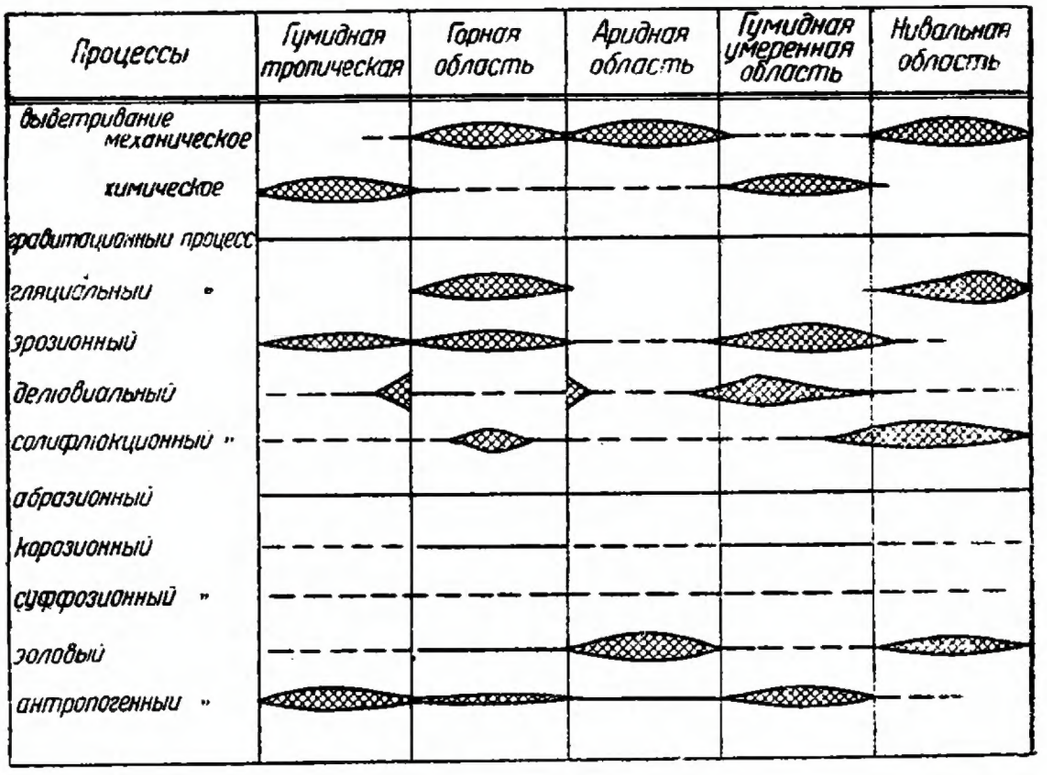
Библиография . 92

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1947 № 10

Н. И. НИКОЛАЕВ

О ЗОНАЛЬНОСТИ В РАСПРОСТРАНЕНИИ НОВЕЙШИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Образование наиболее распространенных типов континентальных отложений, как это показано мною в специальной статье (3), определяется деятельностью различных процессов денудации и выветривания, в меньшей мере—процессами эндогенными: вулканическими и тектоническими. Характерной же особенностью экзогенных процессов является их зональное распределение в пространстве и тесная связь как с климатическими, так и с орографическими факторами. Определенным закономерностям



Фиг. 1. Схема распределения процессов по климатическим зонам

подчинено проявление новейшего вулканизма и тектонических движений земной коры. Все это приводит к тому, что континентальные типы новейших отложений, имея огромное распространение, встречаются в различных областях в совершенно определенных закономерных сочетаниях. В распределении их в пространстве естественно ожидать тех закономерностей, которые устанавливаются и для процессов, ибо новейшие отложения также подчинены закону зональности.

Связь различных процессов денудации и выветривания (4) с климатом может быть легко проиллюстрирована прилагаемой схемой (фиг. 1).

Рассматривая ее, видим, что каждый из перечисленных процессов имеет максимум своего развития только в совершенно определенных климатических условиях. Например, гляциальные явления ярко проявляются только в условиях нивального климата, деятельность ветра активно проявляется в аридном климате и т. д.

Однако на интенсивность проявления процессов, помимо климата, влияют и другие факторы, как, например, растительность. Последняя отражается главным образом на интенсивности проявления делювиальных процессов и процессов эрозии. Пышное развитие растительности в условиях влажных тропиков затрудняет проявление процессов абляции и, отчасти, эрозионную деятельность, несмотря на то, что это область гумидного климата, где выпадает большое количество атмосферных осадков и большой процент их падает на сток.

Зональность ярко проявляется и в процессе выветривания. По этому поводу К. Д. Глинка пишет: «и в географии химических процессов среди поверхностных горизонтов земной коры существует ясная закономерность, виновником которой прежде всего является климат» (1).

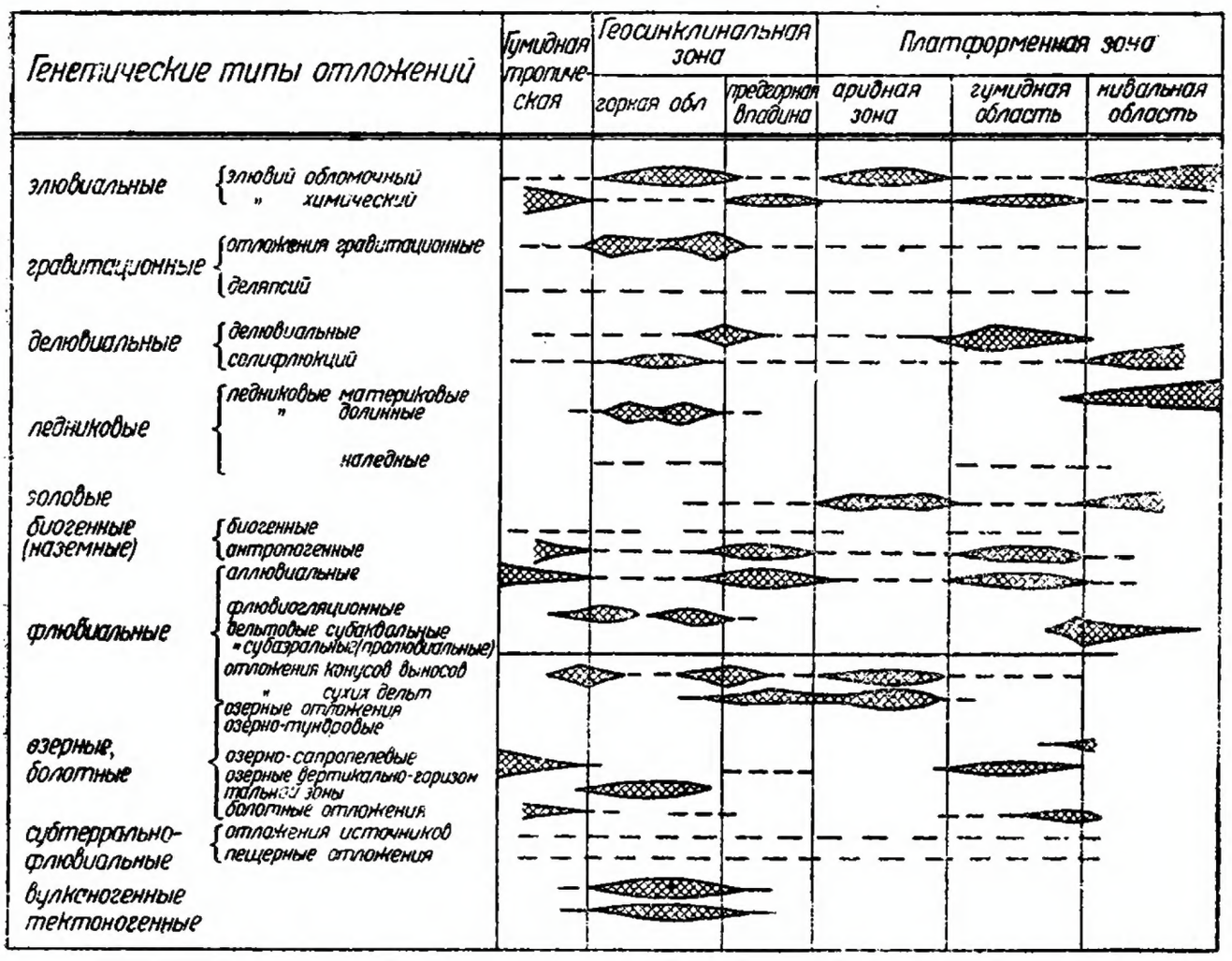
Кроме широтной, эти же процессы подчиняются также и вертикальной зональности, что хорошо можно видеть на схеме.

Однако среди рассматриваемых процессов оказывается возможным выделить и такие, которые не подчиняются климатической зональности и с этой точки зрения являются азональными. На схеме они показаны ровной или пунктирной линиями.

Все эндогенные процессы подчинены закономерности и зональности совершенно иного порядка, связанным с особенностями строения и структуры земной коры и, в первую очередь, с распределением таких ее элементов, как платформенные и складчатые зоны, области предгорных впадин и др.

Для того чтобы подчеркнуть закономерности в распределении различных генетических типов континентальных отложений, мною была составлена прилагаемая схема (фиг. 2). На ней в вертикальных графах выделены климатические и орографические зоны. Основываясь на том, что современные горные страны в тектоническом — структурном — отношении в большинстве своем представляют складчатые зоны, а равнинные страны отвечают платформенным зонам, мы условно связали различные орографические области с крупными структурными элементами земной коры и на фоне этих элементов линиями различной толщины показали распространение отдельных типов новейших осадков. Утолщение линий показывает интенсивное развитие отложений данного генетического типа, утончение их и пунктир — слабое. Анализ полученной таким образом схемы позволяет сделать ряд интересных выводов. Прежде всего, рассматривая график, среди различных типов новейших рыхлых отложений, можно выделить две категории. Одна из них представляет осадки, которые подчиняются закону климатической зональности. К ним относятся следующие группы отложений: элювиальные, эоловые, делювиальные, биогенные, флювиальные, озерные и болотные. Остальные группы такой закономерности не подчиняются, и в их распространении можно наметить связь или с орографическими зонами, или со структурно-тектоническими. Это отложения, относимые нами к группам гравитационных, субтеррально-флювиальных, вулканогенных и тектоногенных осадков (3).

В ряде районов четвертичные отложения пользуются очень широким распространением, и их особенности залегания и свойства представляют не только большой теоретический, но и практический интерес. Очень важно поэтому рассматривать породы как продукт определенной естественно-исторической среды, считая, что свойства и все особенности грунта



Фиг. 2. Схема зональности генетических типов новейших континентальных отложений

формируются в процессе его образования и последующего воздействия окружающей среды. С этой точки зрения очень важно выделять генетический комплекс осадков.

В свое время А. Пенк установил «серию ледниковых отложений», или так называемый «ледниковый комплекс». Он представляет собою определенную совокупность ледниковых и флювиогляциальных отложений и связанных с ними форм рельефа. Обычно взаимоотношения отложений данного комплекса иллюстрируют известной блок-диаграммой, помещаемой во всех учебниках общей геологии (5, стр. 322).

Представление о таком комплексе осадков очень важно с точки зрения правильного определения генезиса различных типов континентальных отложений, который нередко устанавливается на основании выявления взаимосвязей и взаимоотношений с различными формами рельефа. Эти представления важны и для расчленения изучаемого комплекса новейших отложений, и для палеогеографических построений, и для картирования четвертичных осадков, и для установления новейших тектонических движений земной коры.

Рассматривая нашу таблицу, не трудно заметить, что на ней прекрасно выделяется ледниковая серия А. Пенка, связанная с условиями нивального климата и переходного к гумидному (правая крайняя графа фиг. 2). Помимо перечисленных А. Пенком отложений, этот комплекс осадков может быть дополнен и рядом других, которые выделяются на таблице. По существу говоря, комплекс этих отложений представляет собою парагенетические сообщества определенных типов четвертичных отложений, объединенных общностью условий образования. Такие парагенетические

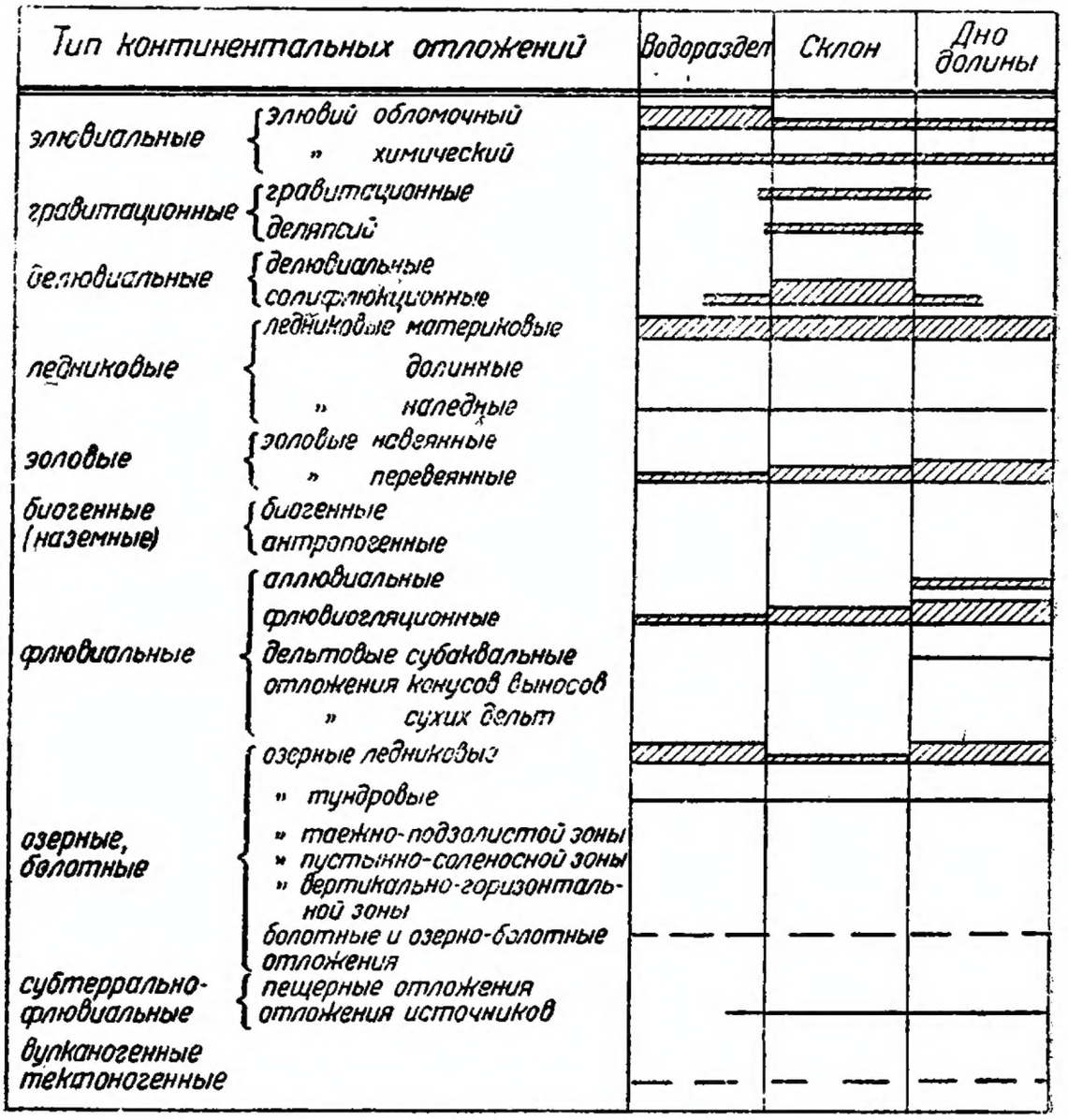
комплексы, помимо указанного, могут быть выделены и для других областей седиментации, разнящихся по своим физико-географическим условиям.

У. Х. Твенхофел один из первых дал разделение этих областей (7, стр. 688). Вслед за ним аналогичные области выделяли М. С. Швецов (8, стр. 70), Д. В. Наливкин (2, стр. 213), Л. В. Пустовалов (6, стр. 298, т. I) и др., давая им различные названия. В пределах каждой области выделялись отдельные фации, или подобласти, и т. д.

С моей точки зрения комплексы новейших отложений, в частности континентальных — разных типов, проявляющиеся в ясных парагенетических соотношениях, вне зависимости от формы залегания, могут быть объединены понятием формации. Такую «ледниковую формацию» будет представлять собою гляциальный комплекс А. Пенка. Помимо него, могут быть выделены: 1) сходный комплекс отложений, формирующихся вне ледниковых областей в условиях равнинных стран с гумидным климатом, — внеледниковые равнинные формации; 2) формация отложений пустынных областей; 3) формация отложений, связанных с горными областями, и 4) формация отложений подгорных равнин и межгорных котловин.

Каждая формация объединяет в себе различные группы и фации континентальных осадков, тесно связанные между собою общностью физико-географических и орографических условий. Ввиду того, что в пределах каждой из рассмотренных климатических зон основным действующим фактором являются один или два ведущих физико-географических экзогенных процесса, каждой зоне будет свойственен свой особый парагенетический комплекс отложений. Поэтому каждая из выделяемых формаций будет характеризоваться различными сочетаниями генетических типов континентальных отложений. Однако ввиду того, что орография и климат во времени не являлись постоянными, естественно, что границы распространения рассматриваемых формаций во времени смещались, парагенетические же взаимоотношения различных типов осадков должны были сохраняться. Это обстоятельство могло приводить к сложному наложению разных формаций в одном и том же районе. Разобраться в них и составляет одну из задач геолога. Выделение отдельных комплексов, осадков, связанных с определенными климатическими условиями образования, определенной естественноисторической средой, — очень важный момент в изучении новейших четвертичных отложений. Однако выявление комплекса ведется на основе выделения разных генетических типов новейших континентальных осадков; последние же в своем распространении оказываются теснейшим образом связанными с основными морфологическими элементами рельефа, каковыми являются водораздел, склон и дно долины. В пределах каждого из этих элементов протекают специфические процессы, и каждому из них будут соответствовать особые сочетания генетических типов континентальных отложений. Все это обязывает нас в пределах каждой формации рассматривать парагенетические соотношения осадков по указанным основным морфологическим элементам рельефа. На прилагаемой схеме показан парагенезис четвертичных осадков для формации ледниковых (субполярных) областей (фиг. 3). Рассматривая ее, можно видеть, что каждый элемент рельефа несет свой комплекс отложений. Ввиду условности выделения этих элементов рельефа, на данной схеме и на других, отдельные генетические типы отложений показаны переходящими с одного геоморфологического элемента на другой. Это, прежде всего, относится к тем осадкам, которые связаны со склоном. Толщина линий, показанных на схеме, отражает интенсивность развития того или иного типа отложений. И конечно, данная схема передает только общую картину, дающую суммарное представление о комплексе осадков. Соотношение отдельных гене-

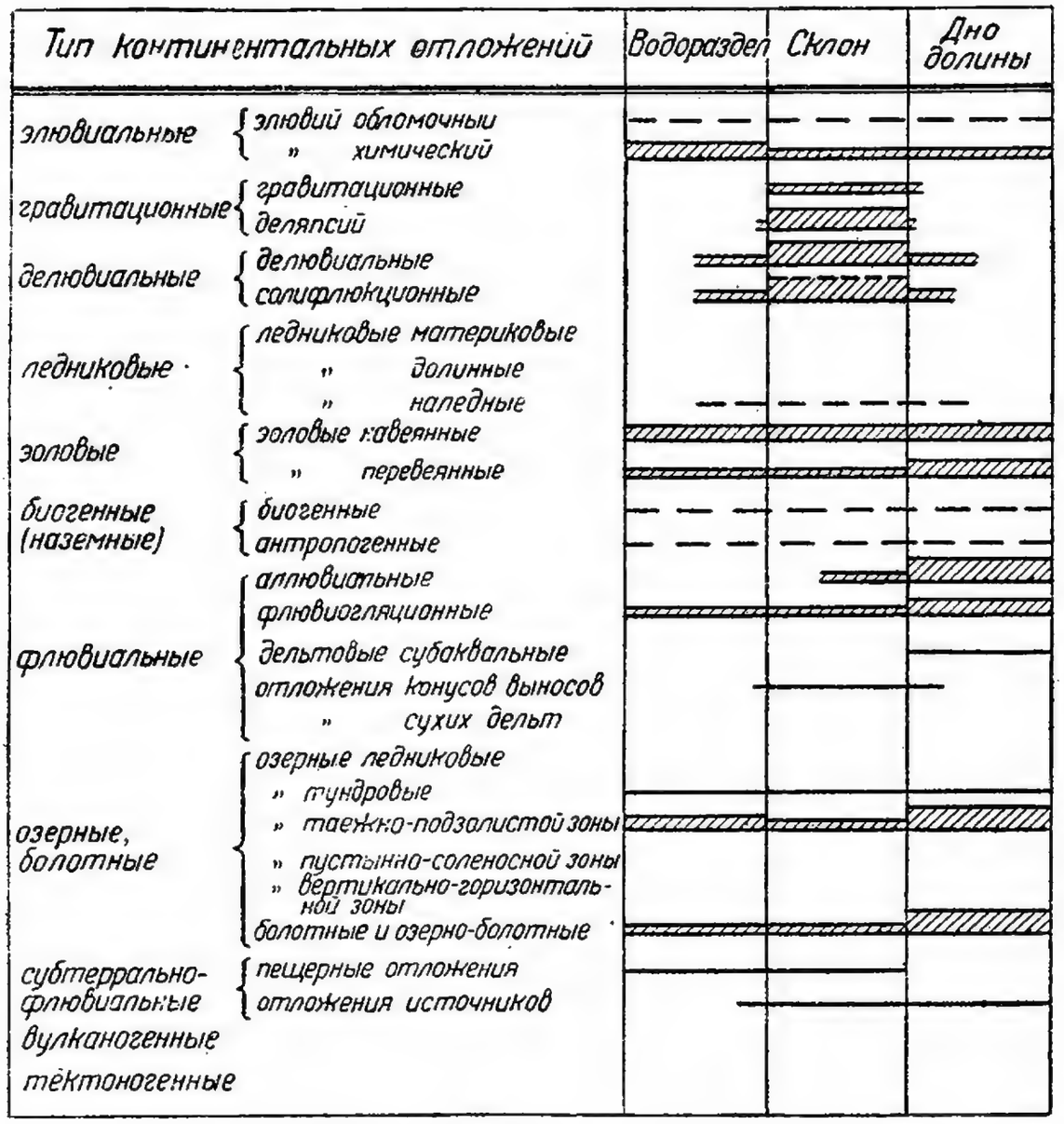
тических типов будет, повидимому, различным в разных участках гляциальной области. Я не буду детализировать этот вопрос. Рассмотрение его может составить предмет совершенно самостоятельного исследования. Однако укажу, что формация ледниковых отложений будет несколько варьировать для разных зон ледниковой области, каковыми являются: зона ледниковой денудации, зона ледниковой аккумуляции и перигля-



Фиг. 3. Формация ледниковых областей

циальная зона. Фиг. 4 иллюстрирует парагенезис новейших континентальных отложений формации равнинных внеледниковых областей. Это тоже какая-то суммарная картина. Изменение соотношений в интенсивности распространения различных типов осадков будет зависеть от степени расчлененности равнины, которая может быть очень различной (например Средне-Сибирское плато и Западно-Сибирская низменность), и от физико-географических условий. Последние могут заметно изменяться с изменением степени континентальности климата и широты местности. И, пожалуй, наиболее крупные отличия будут выявляться для таких областей, которые характеризуются наличием вечной мерзлоты. Последняя обусловит более интенсивное развитие оползней, процесса солифлюкции и прочих, связанных с данным явлением. Особый оттенок приобретает ряд процессов в условиях наличия в почве каменного льда.

Таким образом, равнинная внеледниковая область может быть разделена по меньшей мере на две подобласти: 1) с наличием вечной мерзлоты и 2) без вечной мерзлоты, характеризующаяся спорадически сезонным промерзанием или отсутствием его. Каждой подобласти будет свойственен один и тот же парагенетический комплекс континентальных отложений, отличающихся, однако, степенью интенсивности развития отдельных гене-



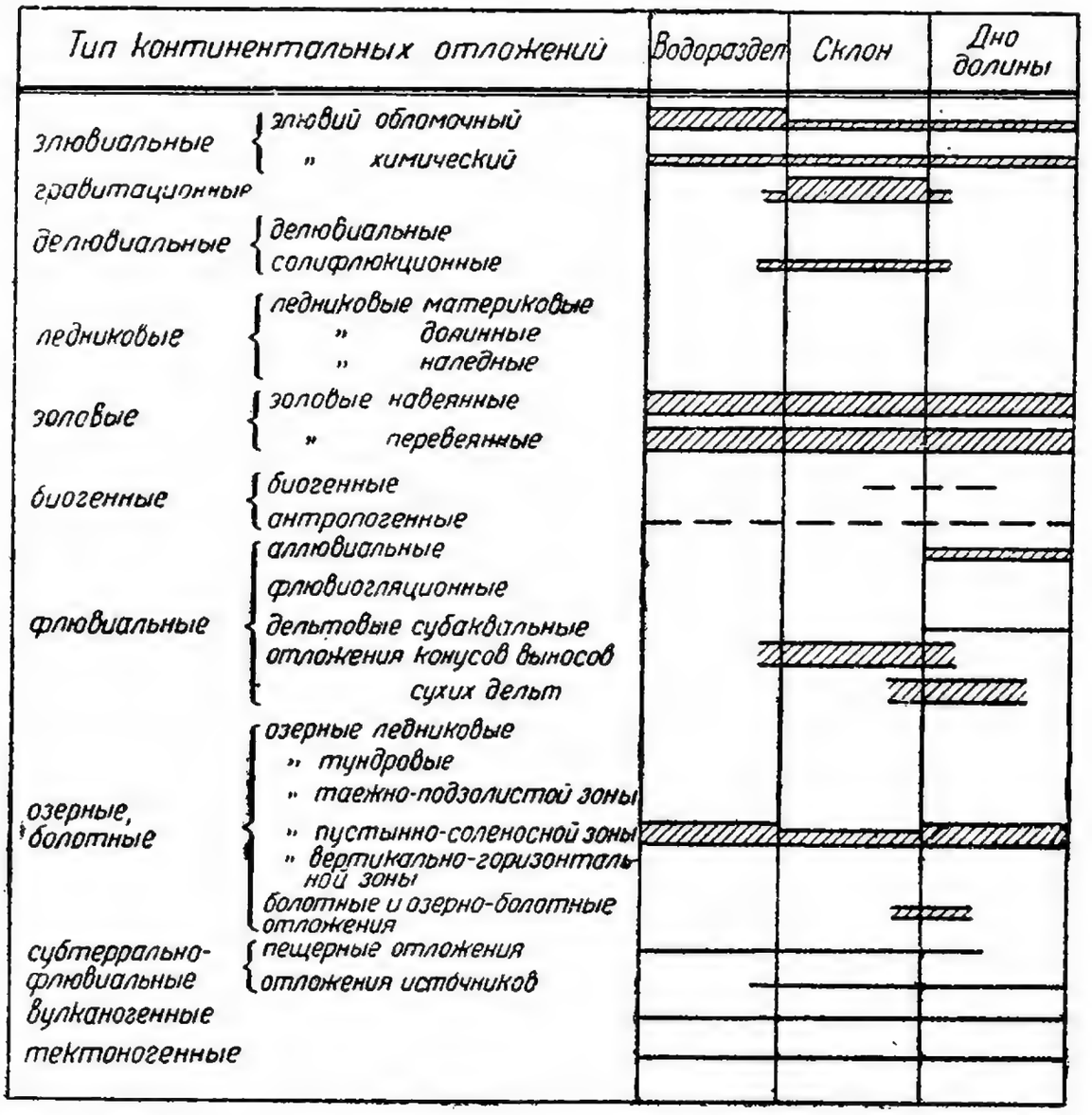
Фиг. 4. Формация равнинных внеледниковых областей

тических типов осадков. Частично эти отличия отражены и на прилагаемой схеме (фиг. 4 — штриховка).

Совершенно обособленный комплекс представляет формация пустынных областей (фиг. 5). Прилагаемая схема дает только приближенное представление о типовых парагенетических соотношениях новейших отложений. Ввиду специфичности физико-географических условий аридных областей, континентальные отложения по элементам рельефа оказываются сравнительно мало дифференцированными.

Значительные отличия, влияющие, главным образом, на степень интенсивности развития отдельных генетических типов в данном комплексе, дадут аридные области, разнящиеся по степени расчленения поверхности и по типу пустынь (глинистая, песчаная, каменистая и др.). Эти различия на нашей схеме не отражены. Определенное влияние будут оказывать также и климатические условия, далеко не одинаковые в различных пу-

стынях. С точки зрения подобной детализации данный комплекс может быть разделен по меньшей мере на два, соответствующих двум типам пустынных зон: 1) равнинных, мало расчлененных пустынь и 2) характерной области развития мелкосопочника. Сохраняя общий облик того парагенезиса осадков, который изображен на схеме (фиг. 5), для указанных двух подобластей мы будем иметь изменения, отражающиеся на толщине



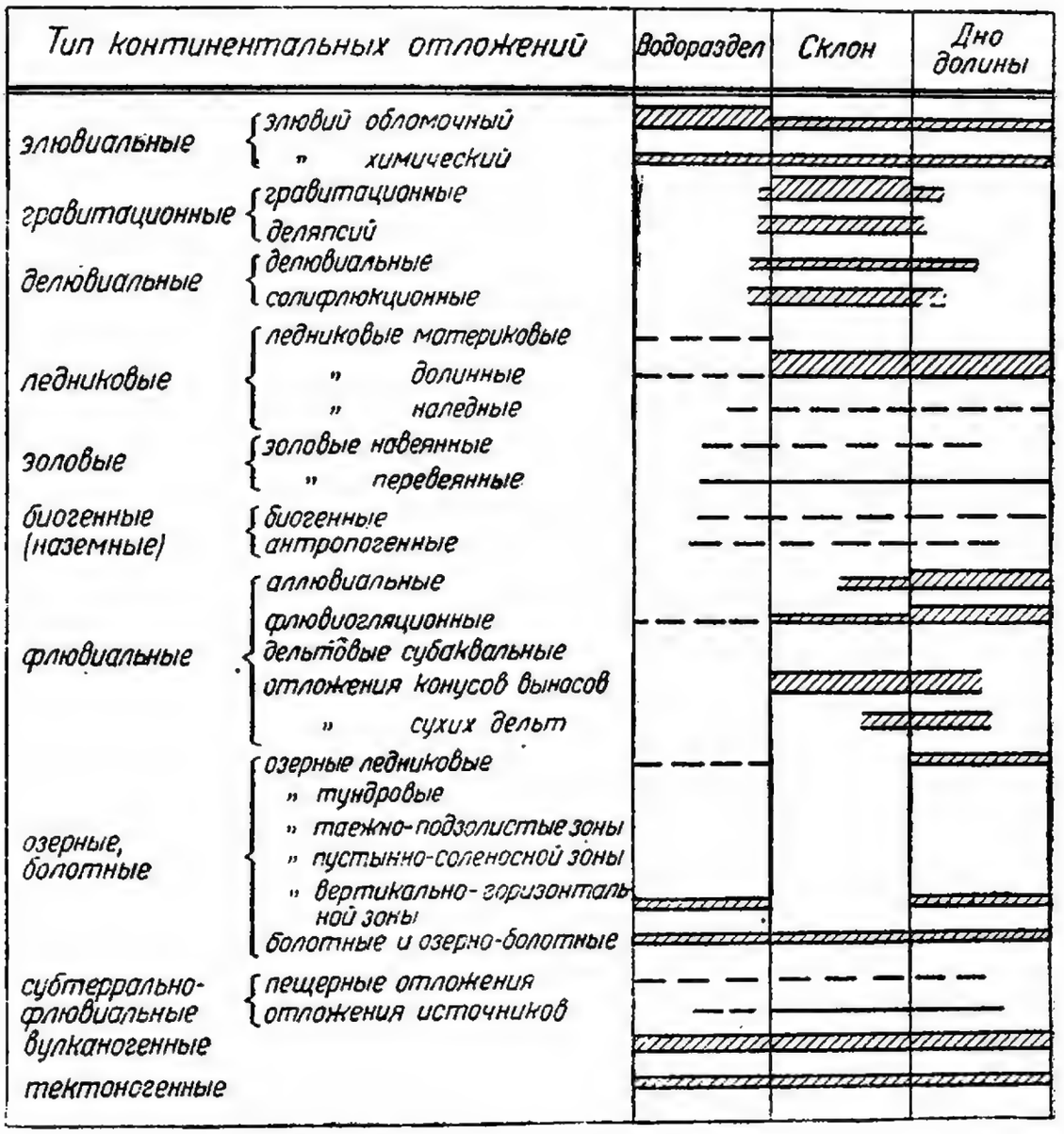
Фиг. 5. Формация пустынных областей

приведенных линий, обозначающих интенсивность развития того или иного генетического типа отложений.

Пожалуй, наиболее сложное и наиболее многочисленное сочетание разных генетических типов дает парагенезис осадков горных областей — «формация горных областей» (фиг. 6). И наиболее сложным соотношением этих отложений будут отличаться склоны и дно долин. Это объясняется тем разнообразием процессов и той специфичностью проявления их, какие мы имеем в горных странах. С точки зрения изучения новейших континентальных отложений эти области являются, пожалуй, наиболее трудными, наиболее пестрыми, наиболее изменчивыми, и далеко не в каждой горной области можно встретить тот комплекс осадков, который нами указан на схеме. На определенное их парагенетическое сочетание будут влиять такие факторы, как, например, интенсивность расчленения рельефа. Морфологический тип гор (низкогорный, среднегорный, альпийский, или высокогорный, рельеф), прежде всего, даст крупные раз-

личия в сочетаниях генетических типов отложений, свойственных той или иной горной области. В этом отношении низкогорные возвышенности будут иметь значительное отличие от рельефа типа альпийского, например отсутствие комплекса отложений, связанных с ледниковыми явлениями и т. д.

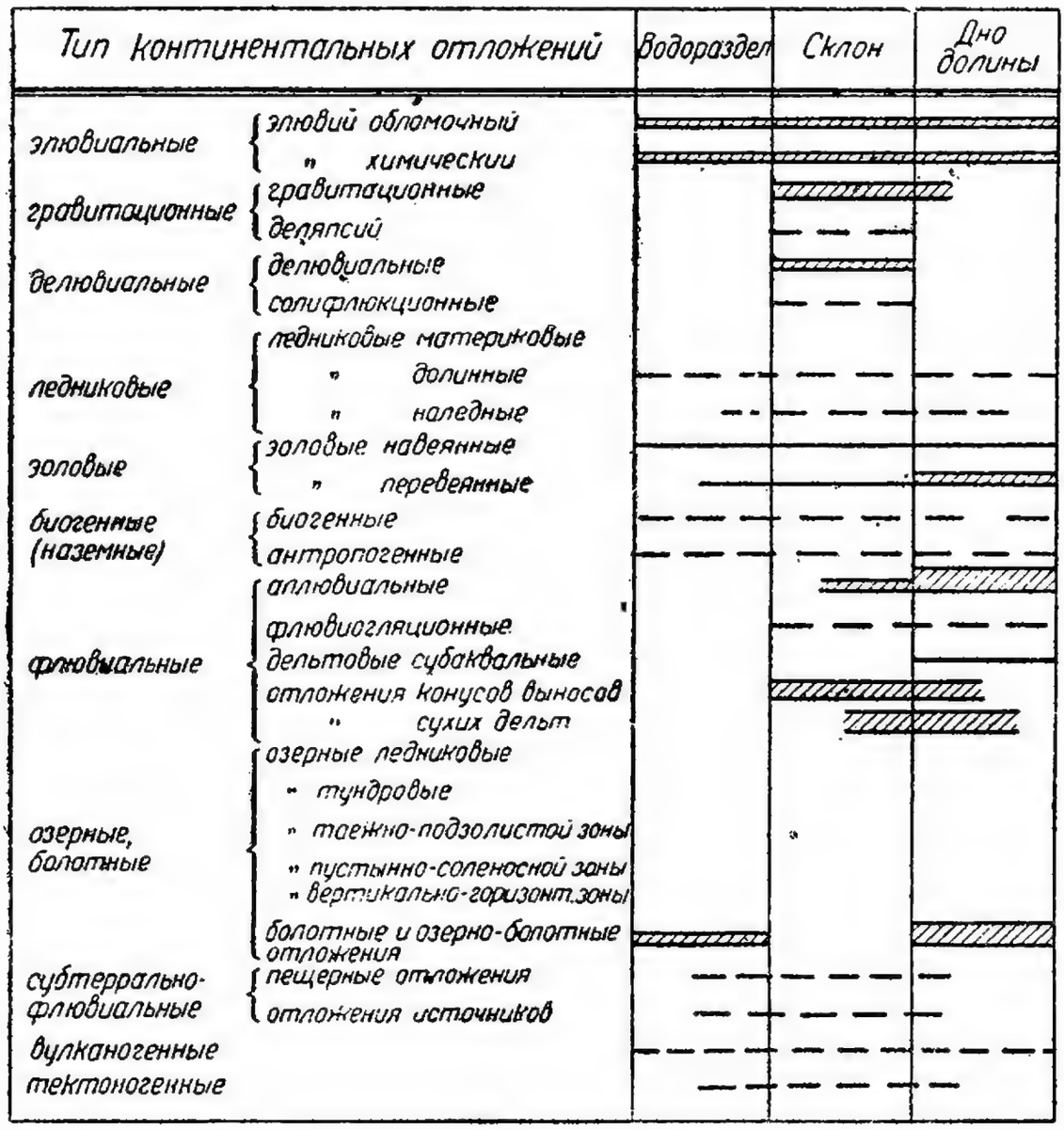
Климатический фактор тоже будет оказывать влияние на развитие разных типов осадков, но эти различия будут преимущественно количественные.



Фиг. 6. Формация горных областей

Наконец, на полноту сочетания новейших отложений будут влиять и такие факторы, как тип, характер и особенности структурного тектонического элемента земной коры, с каковой связана данная горная страна. Интенсивность новейших тектонических движений, форма их проявления, проявление вулканических процессов — это факторы, которые будут определять собою наличие или отсутствие, степень распространения и пр. новейших континентальных отложений, связанных с эндогенными процессами (вулканогенные и тектоногенные). С этой точки зрения в природных условиях мы будем иметь самые разнообразные сочетания. Таким образом, приводимая схема (фиг. 6) отражает собою какой-то идеальный случай и дает картину наиболее полного парагенезиса всех возможных типов новейших отложений. В природной же обстановке эти сочетания (в пределах указанных типов) будут очень различными.

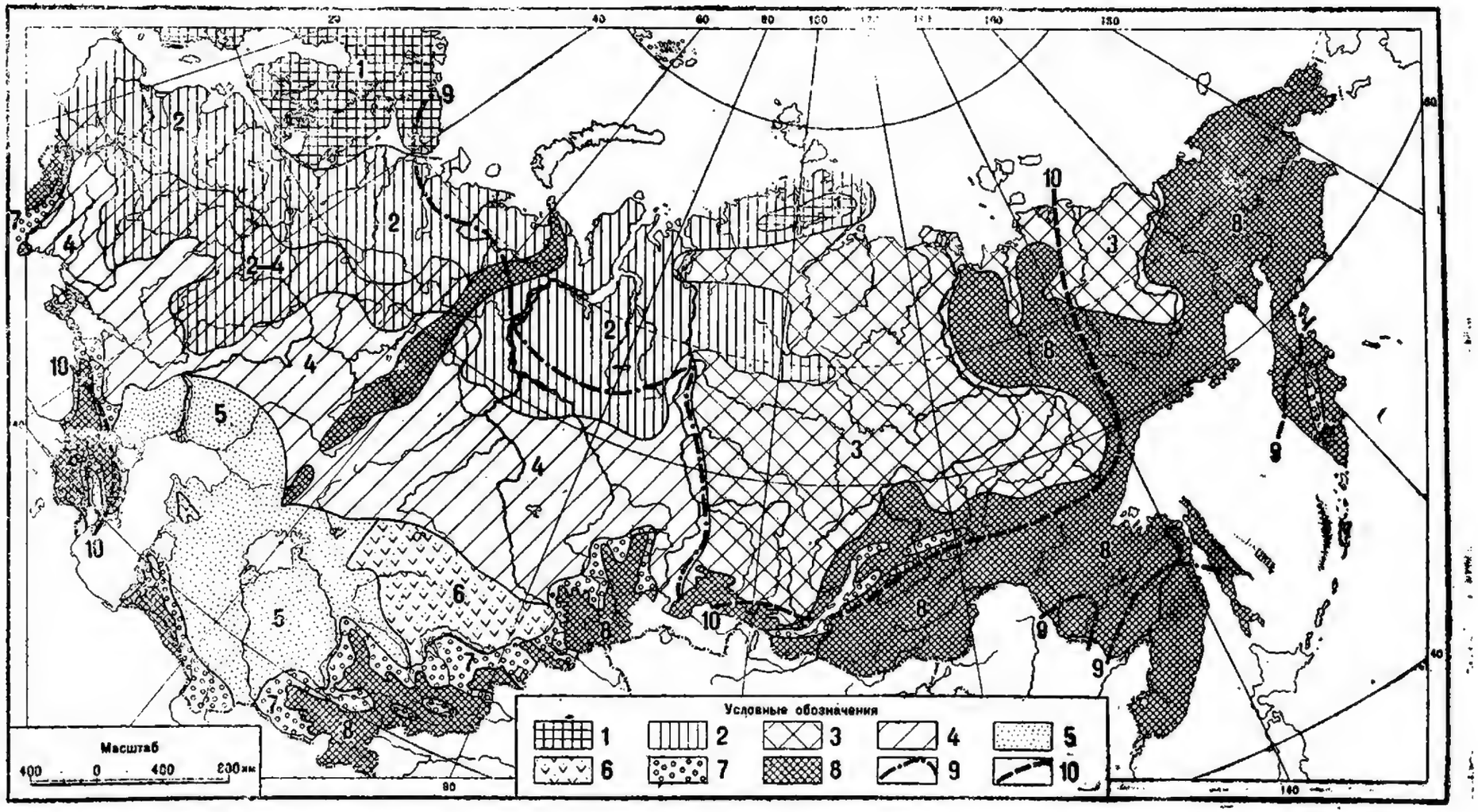
Последний тип формаций, выделенный мною в виде парагенезиса отложений подгорных равнин и межгорных котловин, в отличие от всех предыдущих, характеризуется, пожалуй, наименьшим количеством генетических типов осадков, специфичных для данных областей. Это хорошо можно видеть на фиг. 7. И тут, так же как и для предыдущей формации, наибольшим разнообразием осадков будут характеризоваться такие элементы рельефа, как склоны и дно долин. В соответствии с характером климатической обстановки, степенью расчлененности прилегающих воз-



Фиг. 7. Формация подгорных равнин и межгорных котловин

вышенностей и особенностями тектонической структуры сочетания этих отложений будут очень различными. На нашей схеме генетические типы, имеющие не повсеместное развитие, показаны пунктирной линией.

Таковы главнейшие особенности выделяющихся формаций типовых парагенетических сочетаний новейших континентальных отложений. При рассмотрении их невольно встает вопрос об их пространственных взаимоотношениях. В связи с этим вряд ли они будут подчиняться обычной широтной и вертикальной климатической зональности. В ряде случаев мы должны будем иметь крупные отклонения, связанные со сложным комплексом различных условий, влияющих на положение осадков и на их парагенезис. На эти отклонения будут влиять также и смена, в о



Фиг. 8. Схема пространственных взаимоотношений основных формаций (парагенезисов) новейших континентальных отложений на территории СССР

I. Формации ледниковых (субполярных) областей: *1* — парагенезис четвертичных осадков для областей ледниковой денудации; *2* — парагенезис четвертичных осадков для областей ледниковой аккумуляции. II. Формации равнинных внеледниковых областей: *3* — парагенезис четвертичных осадков в условиях спорадического промерзания и отсутствия его; *4* — парагенезис четвертичных осадков в условиях наличия вечной мерзлоты. III. Формации пустынных и полупустынных областей; *5* — парагенезис четвертичных осадков в условиях равнинной пустынной области; *6* — парагенезис четвертичных осадков в условиях расчлененной области (мелкосопочника). IV. Формации подгорных равнин и межгорных котловин (*7*). V. Формации горных областей (*8*): *9* граница распространения вечной мерзлоты; *10* — граница проявления четвертичного вулканизма

времени, физико-географической обстановки, и изменение рельефа страны, и различия в интенсивности проявления тектонических и вулканических процессов и т. д. Принимая во внимание все сказанное, построение такой пространственной схемы представляет очень большие трудности. Первой попыткой в данном направлении является схема, изображенная на фиг. 8. В этой схеме допущено много условностей, много в ней и дискуссионного, однако она дает ответ, хотя и самый предварительный, на трудный вопрос, поставленный выше. И этот ответ сводится к тому, что континентальные новейшие отложения подчинены в пространстве определенным закономерностям в своем распространении, определенной зональности, связанной как с орографическими, климатическими, структурными, так и с геолого-историческими факторами.

Сочетание данной пространственной схемы с графиками типовых парагенетических комплексов новейших континентальных отложений (фиг. 3—7) позволяет составить представление о том определенном разнообразии осадков, которые могут встретиться в той или иной области. А это имеет уже и практический смысл.

Среди намечающихся формаций континентальных отложений легко можно видеть такие, которые являются свойственными определенным структурным элементам земной коры. Прежде всего можно говорить о платформенных и о геосинклинальных формациях (фиг. 2).

Можно думать, что каждая из них будет отражать те особенности тектонической жизни, которые свойственны каждому из перечисленных элементов. А с этим будут стоять в связи и такие свойства отложений отдельных формаций, как их мощность, постоянство типов и фаций и пр. Исходя из указанного, можно, пожалуй, сделать вывод, что четвертичные осадки в ряде случаев могут являться показателями тех движений земной коры, которые в различных местах проявлялись по-разному. Однако, восстанавливая их, нужно учитывать не только парагенетические соотношения этих осадков, но и те изменения климата и орографии страны, которые произошли за последний отрезок геологического времени.

Естественно, что изменение климатических условий приводило к тому или иному смещению отдельных климатических зон. При этом смещения передвигались в пространстве и четвертичные комплексы отложений; однако парагенетические взаимоотношения различных типов осадков должны были сохраняться.

Вместе с тем совершенно аналогичное смещение формаций будет наблюдаться и при проявлении тектонических процессов, ведущих к перераспределению областей аккумуляции и денудации. Вот почему выявление причин смещений, ведущих к наложению различных формаций друг на друга, их изменение в пространстве и т. д. является чрезвычайно существенной задачей для правильного понимания проявлений новейших движений земной коры. Это задача чисто геологическая, связанная с анализом осадков и остатков флоры и фауны.

Выявить новейшие тектонические движения только на основании анализа различных типов отложений не представляется возможным. Необходимо принимать во внимание и коррелятивные им формы рельефа. Больше того, можно сказать, что понять те или иные отложения без выявления связи их с определенными формами рельефа является невозможным. Эти вопросы заслуживают особого внимания наших исследователей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глинка К. Почвоведение. Изд. 2-е, 1915.
2. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Геол.-разв. изд-во, 1933.
3. Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. МОИП, отд. геол, № 4, 1946.
4. Николаев Н. И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. VII, в. 1.
5. Ог Э. Геология, т. I, 1932.
6. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I. Гостоптехиздат, 1940.
7. Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, 1936.
8. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Гос. научн. техн. изд-во, 1934.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1947 № 10

А. С. ПЕРЕСВЕТОВ

ИСКОПАЕМАЯ ЕЛЬ *PICEA INDIGIRENSIS* SP. N. НА СЕВЕРЕ ЯКУТИИ

При работах геологической экспедиции на севере Якутской области в 1943 г. старшим геологом А. А. Волосатовым была найдена в Абыйском районе, в бассейне р. Селеннях, — левого притока Индигирки — между хребтами Салтага-тас и Андрей-тас (67°50′ с. ш. и 141°30′ в. д.), в ископаемом состоянии шишка ели, принадлежащая по всем признакам к новому виду. По словам А. А. Волосатова, шишка ели обнаружена им в естественном обнажении древней террасы р. Селеннях на глубине около 15 м, в рыхлом конгломерате, состоящем из окатанной гальки и серого кварцевого песка. Мощность конгломератовой толщи, видимо, значительная; по вертикали она обнажается более чем на 60 м. Предположительно возраст ее — верхи плиоцена.

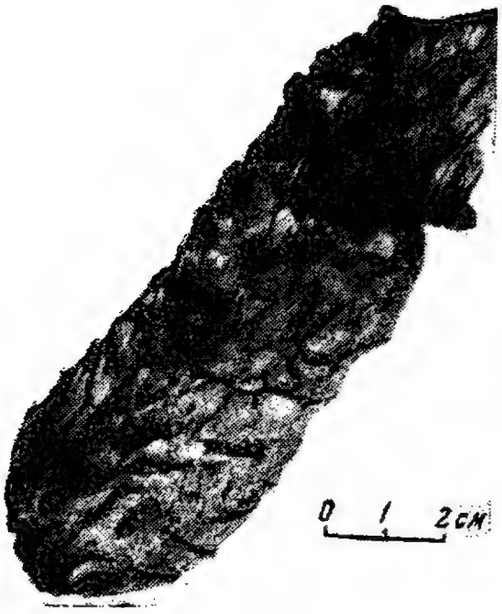
Сохранность шишки довольно хорошая; во всяком случае, достаточная для того, чтобы описать характерные ее черты.

Длина шишки достигает 12.2 см. Однако следует принять во внимание, что вершина шишки несколько разрушена; поэтому весьма вероятно, что истинная длина ее несколько преуменьшена. Правильно цилиндрической шишку нельзя назвать, так как она по всей длине несколько приплюснута, что связано с ее деформацией до фоссилизации. По этой причине ширину ее приходится указывать по двум диаметрам — большему и меньшему. По первому ширина составляет 3.7 см, а по второму — 2.3 см. К основанию шишка заметно сужается. Вершина же ее, как было указано, не полностью сохранилась, и поэтому очертания в этом месте остаются неясными. Одна из сторон шишки сохранилась на всю длину в виде слабо сцементированного песка, другая же состоит из хрупких бурых или черно-бурых лигнитизированных плодовых чешуй. В обоих случаях края чешуй очерчены ясно. Лигнитизированные чешуи плотно прилегают одна к другой, тогда как на опесчаненной стороне они лежат более или менее свободно. Наружные части чешуй расположены почти вертикально к оси шишки. Толщина чешуй в среднем 1—1.5 мм, наибольшая ширина — 10 мм. Наружные поверхности их несколько выпуклы, к вершине же чешуи равномерно сужаются. Таким образом, открытая часть чешуи имеет более или менее правильную форму ромба или, реже, треугольника. Этот признак, являющийся одним из важнейших диагностических признаков для разграничения шишек, выступает с достаточной определенностью. В целом шишка довольно тяжелая, что указывает на сравнительно сильную ее минерализацию. Семена найти не удалось.

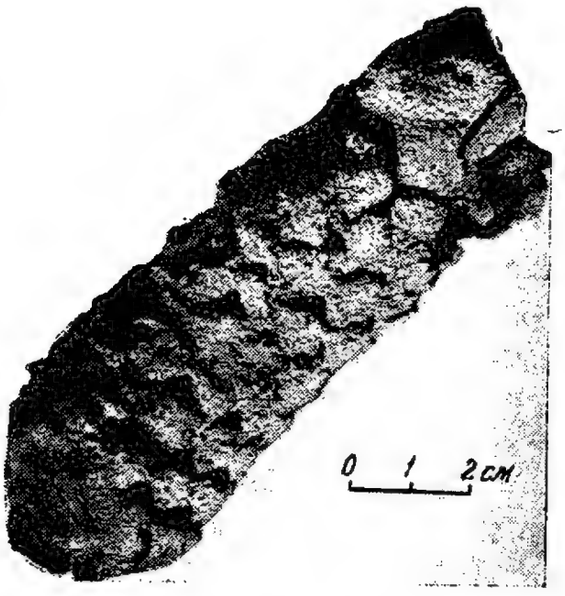
До настоящего времени на севере Сибири известно несколько находок шишек ели. Академик В. Н. Сукачев (5) еще в 1911 г. описал небольшую

ископаемую флору, собранную геологом В. К. Воллосовичем в Якутии, на р. Омолое, в 30—32 км от впадения этой реки в море Лаптевых. Это была совершенно не известная ранее доледниковая флора севера Сибири, состоящая из следующих хвойных растений (остатки в виде шишек и древесины): *Pinus montana* D. Don., *Pinus* sp., *Picea Wollosowiczii* Sukacz.

В. Н. Сукачев считает, что новый вид определенной им ели — *Picea Wollosowiczii* — близок, а может быть и тождествен, американской ели *Picea Breweriana* Wats, сохранившейся до наших дней как реликтовая порода в Калифорнии и Орегоне.



Фиг. 1. Шишка ели *Picea indigirensis* sp. n. со стороны лигнитизированных чешуй. (Несколько уменьшено)



Фиг. 2. Та же шишка со стороны минерализованных чешуй. (Несколько уменьшено)

Другая находка шишки того же вида описана в 1915 г. А. Н. Криштофовичем (3) из Алданского округа на юге Якутии, из отложений по р. Алдан у Мамонтовой горы.

Сопоставление признаков шишки ели с р. Селеннях с шишкой ели *Picea Wollosowiczii* указывает на расхождение ряда признаков обеих находок, особенно в части формы чешуй. У *P. Wollosowiczii* характерно, что плодовые чешуи имеют округлую форму, а к основанию шишки приобретают почти плоскую вершину, тогда как у формы с р. Селеннях чешуи ясно заострены (фиг. 2). Кроме того, шишки *P. Wollosowiczii* значительно короче: их размеры колеблются в пределах от 99 до 105 мм.

Точно так же не совпадают признаки шишки ели с р. Селеннях с признаками шишки другой ископаемой ели Сибири. А. Н. Криштофович (4) дал в 1924 г. описание нового вида ели — *Picea anadyrensis*, найденной в Хабаровском крае, в системе р. Анадыри, у р. Золотое Дно. Длина шишки *Picea anadyrensis* — 7. 1 см; верхушки чешуй и здесь округленные.

Таким образом, признаки шишки ели с р. Селеннях никак не позволяют сближать эту ель ни с одной из известных форм севера Сибири как ископаемых, так и современных.

Это обстоятельство приводит нас к выводу, что мы имеем в находке А. А. Волосатова новый вид ископаемой ели, которому и присваиваем наименование *Picea indigirensis*.

Особый интерес представляет находка *Picea indigirensis* в отношении раскрытия путей, по которым шло развитие флор северных областей Си-

бири, а также в отношении установления связи этих флор с флорами соседних провинций. Современная растительность на территории Абыйского и смежных районов, лежащих в географической зоне сплошной вечной мерзлоты, чрезвычайно скудная, характерная для притундровых зон. На низменных участках и по широким долинам рек растет даурская лиственница, высота которой едва достигает 3—6 м. Стволы лиственницы в большинстве случаев искривлены. В долинах горных притоков рр. Селеннях и Уяндины можно встретить на небольших участках тополь. Береза отмечается И. П. Атласовым (1) по р. Хатыгнаху, у оз. Хатыгнаха, и на левом берегу р. Селеннях, при выходе последней из горных склонов. Признаков ели во всех условиях обитания здесь нет. Северная граница современной ели Сибири — *Picea obovata* — поднимается довольно высоко. Она лежит за полярным кругом, и лишь к востоку от р. Лены граница эта резко уклоняется на юг, затем направляется на юго-восток и заканчивается у Охотского моря несколько ниже 60° северной широты (2). Таким образом, в недалеком прошлом ель произрастала на северо-востоке Сибири значительно севернее современной границы ее распространения. По мнению А. Н. Криштофовича, до половины плиоцена флора севера Сибири носила характер обычной голарктической растительности смешанного восточноазиатского и североамериканского облика, и лишь к началу постплиоцена эта страна покрывается хвойными лесами, в которых преобладает еще флора североамериканского оттенка. По р. Омолое *Picea Wollosowiczii* сопровождалась *Pinus montana* и *Pinus* sp. На р. Алдане вместе с *Picea Wollosowiczii* существовал серый орех — *Juglans cinerea*. В бассейне р. Индигирки в это же время произрастала *Picea indigirensis*. Изменение условий, в первую очередь климатических, вызвало отмирание или миграцию на юг многих растительных форм и поселение новых видов; в конце концов это привело к сложению тех фитоценозов, которые встречаются в настоящее время на севере Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атласов И. П. Геологическое исследование района Селенняхо-Индигирских гор и южных отрогов хребта Полоусного. Труды Всес. Арктич. ин-та, т. 99, вып. 1, 1938.
2. Вальтер А. и Алехин В. Основы ботанической географии. 1936.
3. Криштофович А. Н. Американский серый орех (*Juglans cinerea* L.) из пресноводных отложений Якутской области. Труды Геол. ком., нов. сер., вып. 124, 1915.
4. Криштофович А. Н. Ископаемая ель из Анадырского края. Матер. по геол. и полезн. ископ. Дальнего Востока, № 32, 1924.
5. Сукачев В. Н. Некоторые данные к доледниковой флоре Северной Сибири. Труды Геол. музея Акад. Наук, т. IV, вып. 4, 1911.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1947 № 10

Н. А. СИРИН

О СЛЕДАХ ДВУХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

В процессе общего геолого-петрографического изучения центральной части и восточного склона Приполярного Урала, проведенного автором за последнее десятилетие, удалось констатировать ряд признаков, указывающих на следы двух несомненных оледенений в этом районе.

На основании петрографического изучения состава валунов и галечника морен удалось предположительно выяснить направление движения обоих ледников и возможного эпейрогенического поднятия северной части Уральского хребта в послеледниковую эпоху.

Изучение геологического строения и орографии Приполярного Урала за последние годы продвинулось значительно вперед. Геологической съемкой охвачена площадь не только восточного склона и водораздельной части Урала, но и западного склона его. Это в значительной степени облегчает нашу задачу в познании характера ледниковой деятельности в этом районе.

По характеру рельефа Приполярный Урал может быть разбит на следующие четыре отчетливо обособленные зоны.

1. Зона центрального водораздела Урала, разделяющего воды Печоры и Оби. Она характеризуется высокогорным рельефом. Хребты в южной части Приполярного Урала (62°—64° с. ш.) вытянуты в меридиональном направлении. В этой зоне отметки наиболее высоких гор (Иоут-Хури, Мань-Кот-Нер, Яны-Кот-Нер и Пос-Нер) достигают 1000—1100 м. Средние отметки водораздела достигают 800 м. В северной части Приполярного Урала (64°—65°30′ с. ш.) направление хребтов резко меняется на северо-восточное. Отдельные вершины (Тель-Пос, Сабля, Нер-Ойкар, Городкова, Народа, Карпинского, Сана-Из и Сэлэм-Я-Из) на этом отрезке достигают 1700—1800 м. Средние отметки водораздела обычно достигают не выше 1000—1100 м.

2. Зона восточных увалов, — по Е. С. Федорову, увалистая полоса восточного склона, которая характеризуется наличием небольших возвышенностей, с отметками 350—400 м, и водоразделами между основными речными долинами восточного склона, с отметками 200—250 м.

3. Зона Западно-Сибирской низменности, характеризующаяся почти полным отсутствием значительных возвышенностей.

Наибольшие отметки этой зоны не превышают 60—100 м.

4. Зона западных увалов, примыкающая с запада к Центральному Уралу. По своей морфологии эта полоса напоминает зону восточных увалов.

Речные долины в основном имеют широтное направление, однако верховья некоторых рек, берущих свое начало на центральном водоразделе,

обычно идут сначала в меридиональном направлении. К этой группе рек могут быть отнесены долины рр. Кожима, Ляпина, Щокурьи и Щугора; на юге — долины рр. Иоутыньи и Илыча.

В северной части Приполярного Урала, в зоне центрального водораздела, хорошо выражены сквозные долины, прослеженные только в пределах исследованного нами района на протяжении 80—100 км. Эти громадные долины образуются от соединений верхней части долин современных рек. Так, в северной части района одна из таких долин образовалась от соединений верховий р. Малого Тыкатлова с верховьями р. Ялпинг-Я. Южным продолжением являются верхние части долин рр. Восточной Балбан-ю, Тэль-Рузь и Тынагота.

Фиг. 1. Ледниковый цирк и трог левого притока р. Балбан-ю

Водоразделы между названными реками очень низкие, заболоченные, на-глаз почти незаметные. Они расположены, как указывалось выше, в огромной корытообразной долине, получившей название от оленеводов, вследствие постоянно дующего по ней ветра, — Тэль-Рузь, что означает ветряная дыра. Меридиональные долины аналогичного характера наблюдаются и в других местах. Например, верховья рр. Манына, Патока, Щокурьи и Пуйвы, верховья Малого Патока, Торговой и Щугора. Сюда, возможно, нужно отнести и долину р. Ляпина.

Отмеченные долины, повидимому, являются более древними, чем большинство современных рек, текущих в широтном направлении. Меридиональные долины, возможно, обязаны происхождением другим процессам, чем современные эрозионные долины, и тесно связаны с ледниковой деятельностью первого оледенения.

Центральный водораздел Приполярного Урала сложен нижнепалеозойскими толщами метаморфизованных сланцев, гранитами и амфиболитизированными основными породами. Метаморфические породы образуют сложный антиклинорий, осложненный повторной складчатостью. Наиболее характерными из этих пород, несомненно, являются граниты и кварциты; первые — вследствие их локального распространения на Приполярном Урале, вторые — как наиболее устойчивые к процессам выветривания.

Зона восточных увалов сложена среднепалеозойскими образованиями, в составе которых основная роль принадлежит песчаникам, песчано-

глинистым сланцам и известнякам. Из изверженных пород широкое развитие здесь получили эффузивы основных и кислых пород: спилиты, диабазы, порфириты и кварцевые порфиры; глубинные породы представлены змеевиками, габбродиоритами и плагиогранитами. К характерным породам этой полосы могут быть отнесены также пестроцветные глинистые сланцы среднего девона, обнажающиеся по рр. Нохору и Лопсии (Левый приток Северной Сосвы), и оливиновые диабазы рр. Северной Сосвы и Няыси (левый приток Северной Сосвы), имеющие ограниченное распространение только на восточном склоне.

К востоку от восточных увалов начинается Западно-Сибирская низменность. Западная окраина ее слагается рыхлыми отложениями верхней юры и мела. В нижней части верхнеюрских отложений находится горизонт синевато-серых глин, содержащих сферосидеритовые песчанистые караваеобразные конкреции с крупными экземплярами аммонитов. Кроме того, здесь находится и другая фауна верхнеюрского возраста.

Полоса западных увалов нормально сложена осадочными отложениями (песчаниками, песчано-глинистыми сланцами и известняками) среднепалеозойского возраста. Характерным для западного склона является почти полное отсутствие изверженных пород.

Из сказанного выше видно, что геологическое строение Приполярного Урала выражено строго зонально. Зоны вытянуты в южной части в меридиональном направлении, в северной — в северо-восточном направлении.

В процессе геологической съемки 1934 г. нами были найдены в среднем течении р. Иоутыньи (правый приток р. Няыси), выше обнажений змеевиков, в зоне метаморфических сланцев, в левом увале (на высоте около 300 м), валуны сферосидеритовых конкреций с мезозойской фауной аммонитов. При более детальном осмотре оказалось, что здесь среди беспорядочно разбросанных валунов были обнаружены куски диабаза, плагиогранита и других пород, в коренном залегании находящихся значительно восточнее данного места. Эта находка, естественно, заставила нас обратить особое внимание на подобного рода явления. В результате аналогичные отложения были обнаружены в истоках р. Иоутыньи, т. е. почти на самом водоразделе Урала, в осевой полосе развития метаморфических сланцев.

Здесь, недалеко от устья р. Оврия, по правому берегу р. Иоутыньи находится полуобрывистое обнажение морены. Высота обнажения достигает 2 м; вдоль берега оно прослеживается на протяжении до 8 м. Обнажение представлено неслоистой песчанистой глиной желтого цвета, содержащей валуны и гальку разнообразных пород. В основании морены залегают круто падающие слои слюдяно-кварцитовых сланцев. Сверху морена перекрыта современными галечниками р. Иоутыньи.

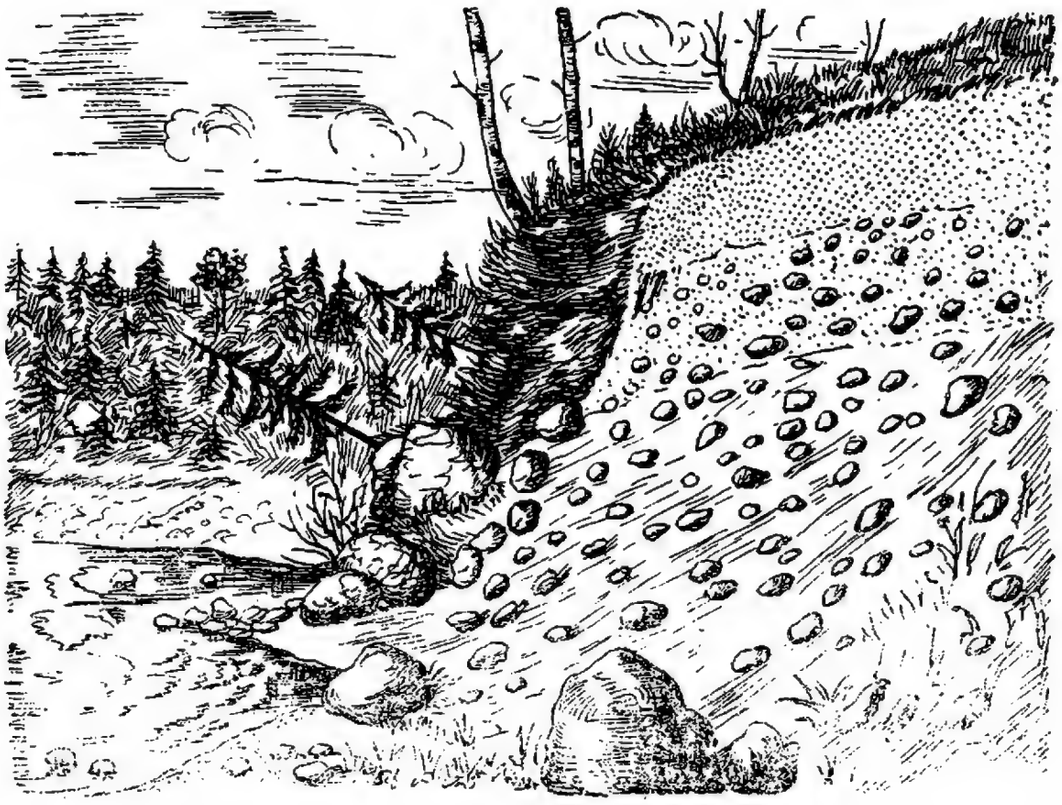
При детальном просмотре валунов и галечников морены было установлено, что наряду с валунами и гальками метаморфических сланцев, кварцитов, слюдяно-кварцитовых и кварцево-хлоритовых сланцев и гранитогнейсов, слагающих зону непосредственно к востоку от центрального водораздела, — было встречено много валунов и галек пород, которые встречаются в коренном залегании только по восточному склону Урала примерно в 40—50 км к востоку от этого обнажения. Здесь были встречены сферосидеритовые конкреции с аммонитами и другой фауной верхнеюрского возраста. Здесь же были обнаружены валуны и гальки оливиновых диабазов, известняков с верхнедевонской фауной, пестроцветных среднедевонских глинистых сланцев, плагиогранитов и кварцевых альбофиров.

В двух километрах выше, в долине р. Оврия, у западного подножия горы Яны-Кот-Нер, шурфами были вскрыты кварцевые пески с ко

слоистостью, до 8 м мощности. Вверху на песках обнаружен слой морены до 2 м мощности, состав валунов которой резко отличается от вышеописанной. Здесь не было констатировано ни одного валуна и гальки с породами восточного склона, а все они были представлены породами местного происхождения: кварцитами, амфиболитами и различными метаморфическими сланцами.

К сожалению, взаимоотношение косослоистых песков с первой описанной мореной осталось невыясненным. Скорее всего, эти пески являются более молодыми по отношению к названной морене и, несомненно, более древними по отношению к морене, лежащей на них.

На р. Хуншынье — левом притоке р. Лопсии, в 7 км выше ее устья, в правом увале нами наблюдалась аналогичная картина. Здесь в береговых обрывах реки, в полосе развития основных пород среднепалеозой-



Фиг. 2. Обнажение морены в левом берегу р. Народа (приток р. Ляпина), ниже р. Саран-шор

ского возраста, обнажается морена, состоящая из желтой песчанистой глины и большого количества валунов. В составе валунов были зафиксированы габбро, плагиограниты, диабазы, девонские известняки и юрские сферосидеритовые конкреции, т. е. породы, опять-таки находящиеся в коренном залегании значительно восточнее данного пункта. В нескольких сотнях метров выше по реке в увале обнажается другая морена, лежащая гипсометрически выше только что описанной. В составе валунов этой морены отмечены породы центральной полосы Урала. Здесь были зафиксированы кварциты, амфиболиты, граниты и зеленые метаморфические сланцы, т. е. породы, в коренном залегании находящиеся значительно западнее, и совершенно не обнаружены валуны и гальки пород восточной полосы.

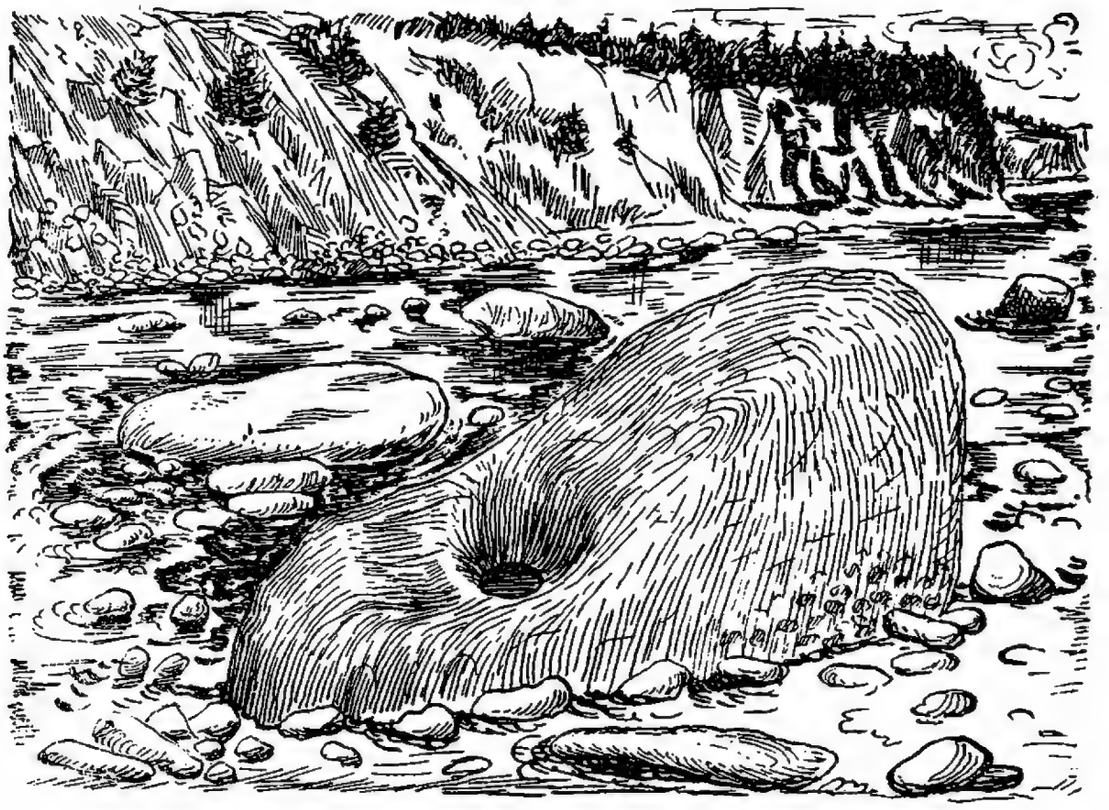
Кроме описанных пунктов, нам не раз приходилось наблюдать на вершинах водораздельных увалов в бассейне р. Ляпина эрратические валу-

ны пород, в коренном залегании известных только значительно восточнее и гипсометрически, в настоящее время расположенных значительно ниже.

Из приведенных наблюдений, по нашему мнению, могут быть сделаны следующие выводы.

В районе Приполярного Урала по литологическому составу выделяются две морены. Первая морена — с валунами и гальками пород восточного склона. Эта морена находится в водораздельной части хребта, с отметками 600—700 м. В коренном же залегании эти породы находятся на 40—50 км восточнее и северо-восточнее, на высотах 200—250 м. Вторая морена, с валунами пород центральной полосы Урала, найдена не только в водораздельной части хребта, но и по его восточному склону, в пределах среднепалеозойских пород.

Все это указывает, что в районе Приполярного Урала имеются следы двух оледенений. Первое оледенение наиболее древнее, возможно —



Фиг. 3. Ледниковый валун, р. Народа

рисского времени. Движение ледников этого оледенения, судя по составу валунов, происходило с северо-востока на юго-запад и с севера на юг Подтверждением этому могут также служить и описанные нами выше древние сквозные долины в районе центральной части Приполярного Урала.

Центром второго оледенения являлся собственно Уральский хребет с которого долинные ледники спускались как к востоку, так и к западу

Если все эти предположения верны, тогда необходимо допустить эпейрогеническое поднятие северной части Уральского хребта в межледниковую эпоху на высоту по крайней мере 400—500 м. Такое поднятие хребта, естественно, могло послужить причиной возникновения второго оледенения. Аналогичную картину рисует и В. А. Варсанофьева для западного склона Приполярного Урала, с той лишь разницей, что движение ледников первого оледенения там происходило с севера и северо-запад на юг и юго-восток, а ледников второго оледенения — с Урала на запад.

Таким образом, можно предположить, что центром первого оледенения, условно относимого нами к рисскому времени, служила область, находящаяся к северо-востоку и к северу от Урала и к северо-западу от него, а центром второго оледенения, возможно — вюрмского времени, являлся Уральский хребет, приподнятый к этому времени в результате эпейрогенического поднятия.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1947 № 10

С. Г. МИРЧИНК

РЕЛЬЕФ И СТРОЕНИЕ РЫХЛОГО ПОКРОВА ЧАСТИ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЖУИ

В течение нескольких лет работы в Ленском районе удалось собрать большой материал по четвертичным отложениям края.

В настоящем же очерке будет изложена часть материала, касающаяся строения рыхлого покрова бассейна верхнего течения р. Жуи (фиг. 1).

Основные черты морфологии района

Бассейн верхнего течения р. Жуи территориально относится к Патомско-Витимскому нагорью.

В морфологическом отношении этот район представляет собою сильно выровненную древнюю горную страну с глубоко врезанной современной гидрографической сетью.

По морфологическим чертам в районе верхнего течения р. Жуи можно выделить 2 зоны: 1) гольцы и гольцовые поверхности, высоко поднятые над современными долинами, 2) плоско-выположенная средневысотная возвышенность.

Кроме этих двух зон, особую морфологическую единицу представляет долина р. Жуи с ее притоками, пересекающая обе зоны.

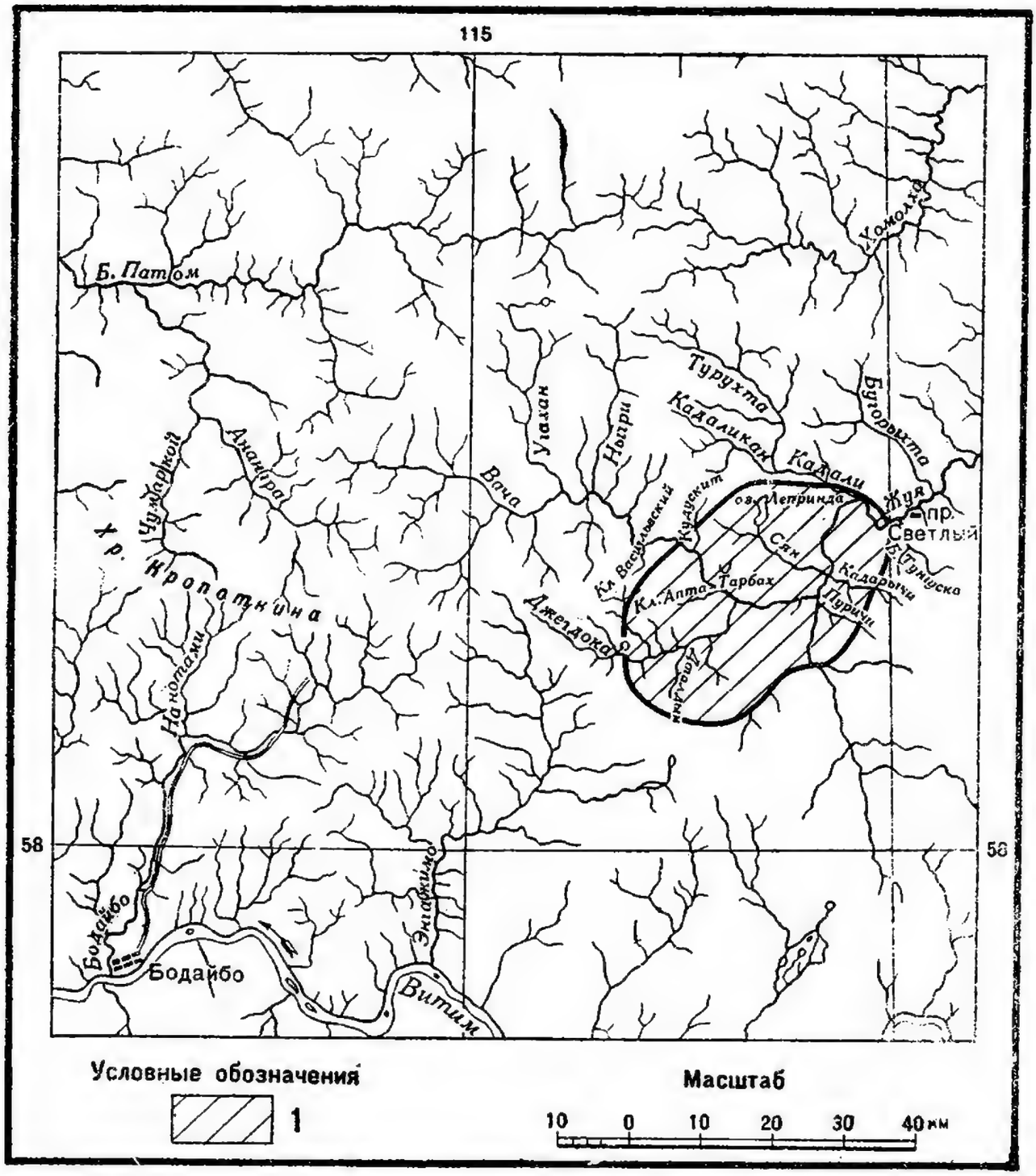
Приведенное морфологическое расчленение рельефа соответствует трем возрастным этапам его формирования.

Первая зона образована гольцами юго-восточной части хребта Кропоткина, его северо-восточными отрогами, и гольцами водораздела рек бассейна Хомолхо и Бугорыхты. Эти гольцы вытянуты в северо-западном направлении. Наибольшие абсолютные высоты располагаются за пределами рассматриваемого района, в верховьях рек бассейна Бодайбо, где они достигают высоты 1515 м. К востоку, уже в пределах нашего района, гольцы постепенно снижаются до высоты 1350—1200 м над уровнем моря.

Поверхность гольцов, окаймляющая район с юго-запада и северо-востока, не однородна. В местах, примыкающих к современной гидрографической сети, гольцы расчленены глубокими узкими логами, имеющими высокие скалистые борта и крутые профили падения. Нередко высоко на склонах гор встречаются небольшие кары.

Так, например, хорошо выраженные кары имеются на склонах хребта Кропоткина, в истоках левой вершины Джегдокара и в истоках его левых притоков: в вершинах ключей Неизвестного и Кошкандара.

Крутые склоны гольцов, глубокие круглые лога производят впечатление сильно омоложенного рельефа. Однако на водораздельных пространствах впечатление о рельефе резко меняется.



Фиг. 1. Обзорная карта Ленского района. *1.* Район работ.

Перед глазами открываются широкие выровненные пространства, над которыми слабо возвышаются отдельные более высокие сопки. Такие широкие выровненные поверхности наблюдались в области северо-восточных склонов хребта Кропоткина и на водоразделе рр. Хомолхо и Бугорыхты. Абсолютная высота их колеблется в пределах от 1100 до 1250 м.

Переход от гольцов к средневысотной возвышенности довольно постепенный.

Центральная часть района исследований составляет вторую зону, характеризующуюся сильно выровненным слабо холмистым рельефом. Ее поверхность представляет собою чередование широких увалов, разделенных пологими ложбинами, ориентированными в северо-западном направлении.

Формы и ориентировка увалов различны, в зависимости от слагающих их пород: там, где развиты толщи осадочных пород — сланцев, песча-

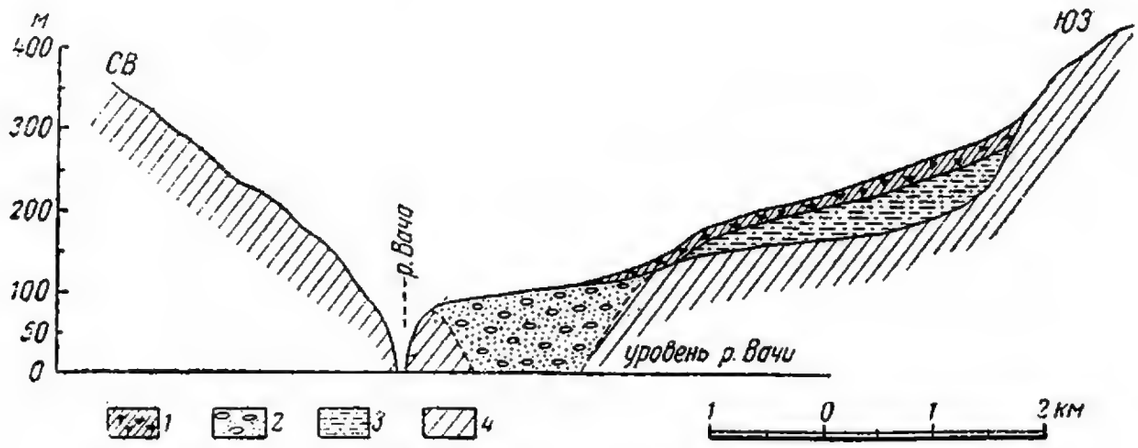
ников, — контуры увалов довольно резкие и отчетливо вытягиваются в северо-западном направлении, совпадающем с общим простиранием пород; в областях развития гранитов очертания увалов более мягкие, расплывчатые и распределение их не имеет определенной ориентировки.

Абсолютные высоты этой зоны колеблются в пределах 850—900—1000 м.

Нередко в пределах описываемой зоны выделяется несколько ступеней высотных уровней на абсолютной высоте 800—900 м, прослеживающихся вдоль склонов отдельных увалов. Так, например, несколько таких древних террасовых уровней отмечалось в верхних частях склонов долин рр. Вачи, Джегдокара, Пуричи, Большой Тунгуски и в северной части района, в верхнем течении рр. Кадали и Бугорыхты. Все эти террасовые поверхности постепенно понижаются в направлении с северо-запада на юго-восток.

В особую морфологическую группу выделяются современные речные долины.

Река Джегдокар, впадающая с правой стороны в р. Вачу, берет начало с горного узла, с которого стекают рр. Энгажимо и Догалдын (притоки рр. Витима и Бодайбо).



Фиг. 2. Поперечный профиль долины р. Вачи. Линия Д—Д

1. Солифлюкционные отложения. *2.* Второй комплекс. Аллювиальные отложения террасы уровня погребения. *3.* Первый комплекс. Слоистые пески и галечники древних террас. *4.* Коренные породы

Имея в своих истоках довольно крутое падение, далее, приблизительно на протяжении 7—8 км, река течет сравнительно спокойно, с очень слабым падением, в широкой плоскодонной долине; русло разбивается на множество рукавов. Дно долины каменистое, покрыто крупными, плохо обработанными глыбами и мелкой галькой. Склоны долины выположенные, и местами имеются хорошо сохранившиеся аккумулятивные террасы. Так, в верховьях р. Джегдокара, у устья ключа Неизвестного, располагается аккумулятивная терраса высотой 50 м, шириной около 1 км. Хорошо выраженная террасовая поверхность прослеживается вдоль правого берега р. Джегдокара; напротив устья р. Кошкандара она имеет высоту 25—30 м над руслом.

Далее, прекрасно выраженные широкие аккумулятивные террасы высотой 3—4, 9—10 и 25—30 м отмечаются у слияния рр. Джегдокара и Догалдына.

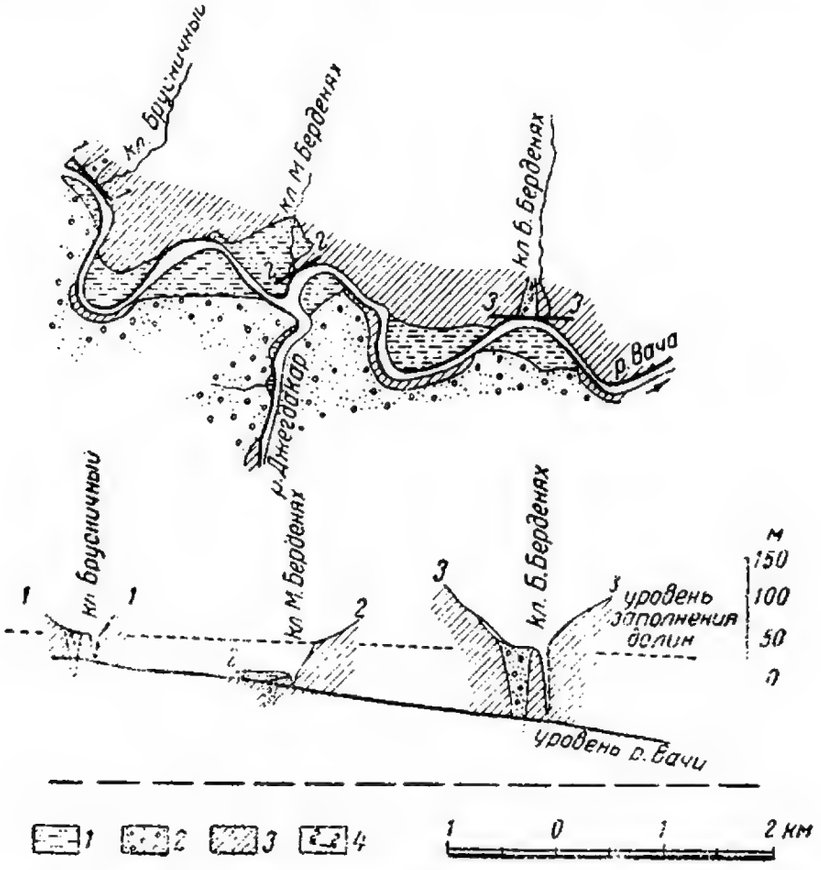
Ниже устья ключа Березового долина р. Джегдокара заметно сужается, и вскоре река вступает в узкое ущелье, глубоко врезанное в поверхность 100-метровой террасы р. Вачи.

Река Вача имеет очень широкую (до 3 км) долину с резко выраженными асимметричными склонами (фиг. 2); левый борт почти на всем протяжении

долины крутой, правый берег — пологий, с хорошо развитыми широкими аккумулятивными террасами.

Самая верхняя терраса широкой полосой прослеживается вдоль правого берега р. Вачи и имеет высоту относительно уровня реки 200—220 м около озера Спокойного, 230—240 м — у устья р. Джегдокара и 250 м — около устья ключа Болотистого. Эта терраса имеет цоколь коренных пород, как это отчетливо видно в ущелистой части долины р. Джегдокара.

Местами постепенно, местами с ясно выраженным уступом эта терраса переходит в широкую, сильно размытую террасовую поверхность, характеризующуюся следующими высотами: 1) у устья ключа Брусничного 35—40 м, 2) напротив устья ключа Малого Берденяха 65—80 м, 3) ниже устья р. Джегдокара 80—120 м и 4) напротив устья ключа Большого



Фиг. 3. Схематическая карта четвертичных отложений части нижнего течения р. Вачи и поперечные профили ее притоков

1. Третий комплекс. Современные аллювиальные отложения. *2.* Второй комплекс. Аллювиальные отложения террасы уровня погребения. *3.* Коренные породы. *4.* Линии профилей

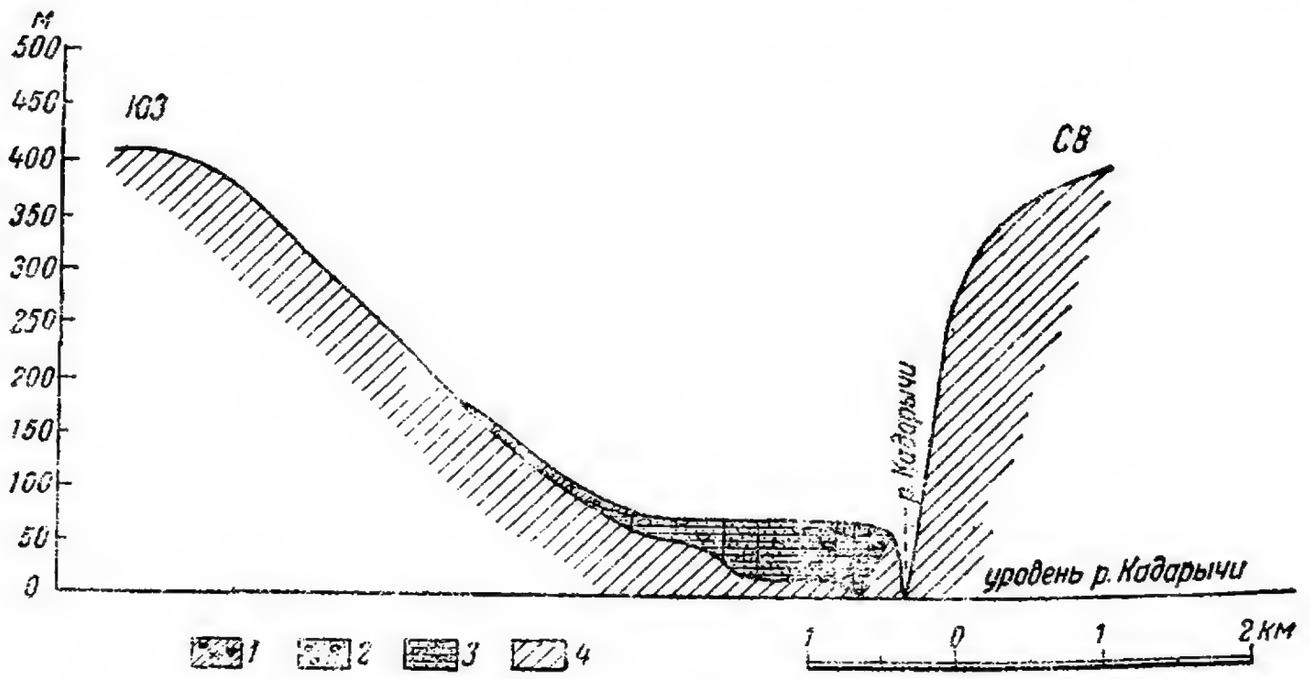
Берденяха от 80 до 130 м. Эта терраса также имеет цоколь коренных пород. Условимся в дальнейшем называть ее террасой уровня погребения долин.

Очень интересное строение имеют левые притоки р. Вачи (фиг. 3). Ключ Брусничный, имея сравнительно широкую долину с выположенными склонами в верхней и средней частях, в устьевой части вступает в узкое скалистое ущелье, врезанное в поверхность террасы уровня погребения долин. Метрах в 10—15 выше устья современного ключа располагается его древняя погребенная долина. То же самое наблюдалось в долине ключа Большого Берденяха, где также устье современного ключа имеет узкую каньонообразную долину, врезанную в поверхность 70-метровой террасы, а метрах в 20—30 выше современного устья ключа располагается его древняя погребенная долина. Эта терраса, на уровне которой висят древние долины левых притоков р. Вачи, выше по р. Вачe, вверх от устья ключа Анте-Тарбах, переходит в группу пойменных и нижних

надпойменных террас. Ниже устья упомянутого ключа эта терраса дает резкий уступ или непосредственно к руслу Вачи, или к более низким ее террасам. С этого места р. Вача входит в узкую долину и течет на протяжении 20—25 м в каменном коридоре. На этом нижнем участке течения все террасы, включая пойму, становятся цокольными. Здесь пойменные и нижние надпойменные террасы узкими полосками прослеживаются вдоль современного русла Вачи и значительно расширяются в устьевой ее части.

Почти напротив устья р. Вачи в р. Жую впадает р. Пуричи. Река Пуричи имеет широкую долину, развитую на уровне описываемой древней террасы, которая висит, так же как и долина Вачи, над современной долиной Жуи.

Следующим правым притоком р. Жуи, после Пуричи, является р. Кадарычи. Широкая древняя долина р. Кадарычи расположена на древней



Фиг. 4. Поперечный профиль долины р. Кадарычи. Линия С—С

1. Солифлюкционные отложения. *2*. Второй комплекс. Аллювиальные отложения террасы уровня погребения. *3*. Второй комплекс. Отложения, связанные с оледенением. *4*. Коренные породы

200-метровой террасе над уровнем р. Жуи. Современная р. Кадарычи в устьевой части глубоко врезается в поверхность этой древней террасы и течет в узкой долине с обрывистыми склонами (фиг. 4). По данным аэрофотосхем устанавливается значительное расширение долины р. Кадарычи к верховьям за счет древней террасы 200-метрового уровня.

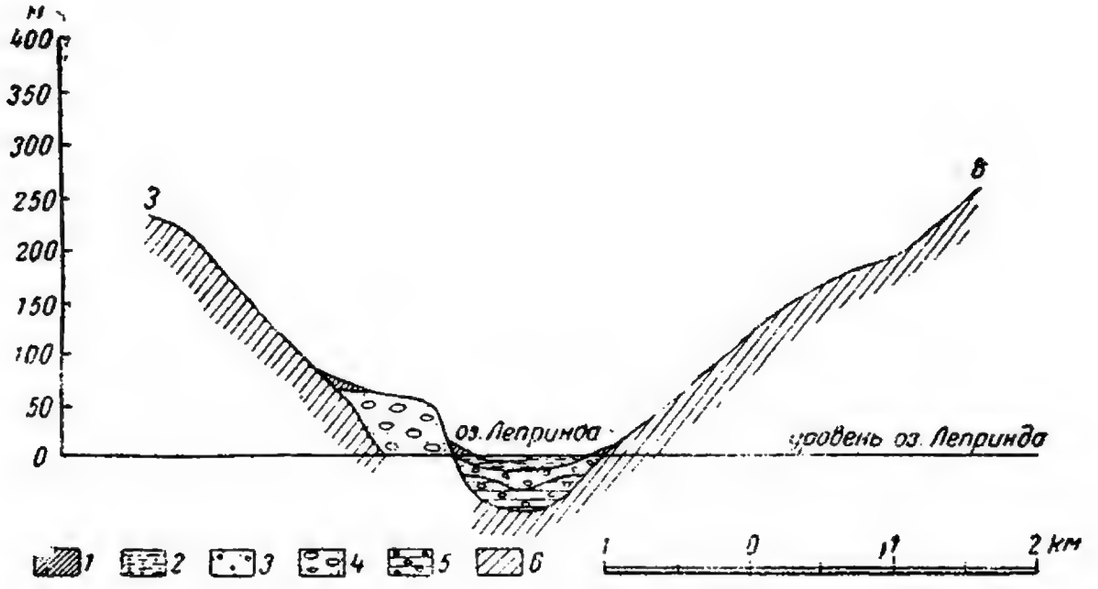
Слева, напротив устья р. Кадарычи, в Жую впадает р. Сян-Берикан. Река Сян-Берикан начинается двумя вершинами с водораздела рр. Вачи и Кадаликана.

Правая его вершина соединяется с верховьями ключа Большая Кудускута узкой каньонообразной сквозной долиной, в которой сохранилось несколько озер-стариц.

Левая вершина вытекает из озера Лепринды. Озеро Лепринда располагается в широкой низине, открывающейся северным концом в долину Кадаликана и южным — в долину Сян-Берикана.

Здесь, на западном берегу озера, отчетливо выражены широкие уступы аккумулятивных террас, имеющие высоту от 40 до 50 м над озером (фиг. 5). Эти террасы хорошо прослеживаются вниз по долине Сян-Берикана и характеризуются высотами от 70 до 150 м.

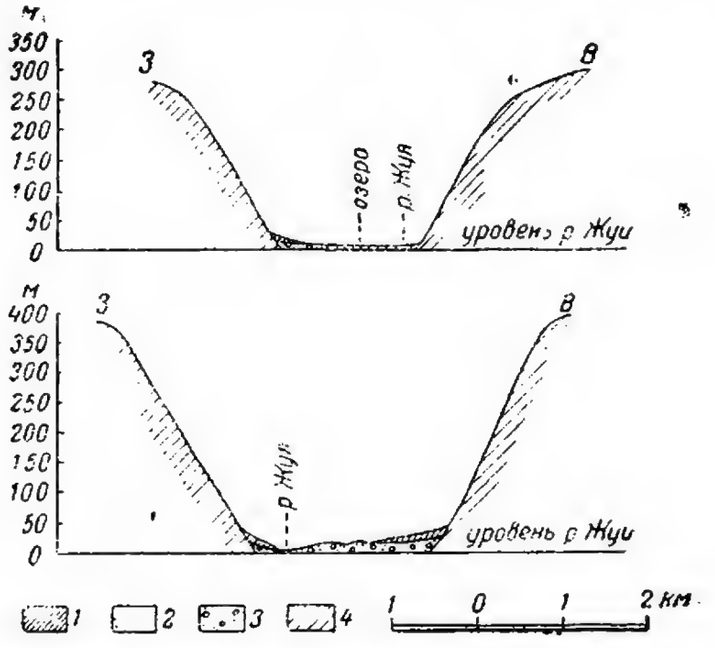
В поверхность высоких древних террас врезается современная долина р. Сян-Берикана, имеющая довольно значительную ширину за счет развития низких террас, характеризующихся высотами в 5, 10 и 20 м над уровнем реки.



Фиг. 5. Поперечный профиль долины Лепринды. Линия Е—Е

1. Солифлюкционные отложения. *2.* Третий комплекс. Современные озерно-аллювиальные отложения. *3.* Третий комплекс. Аллювиальные отложения современных пойменных террас. *4.* Второй комплекс. Аллювиальные отложения террас уровня погребения. *5.* Второй комплекс. Отложения, связанные с оледенением. *6.* Коренные породы

Ниже описанных долин в Жую впадают: справа — Большая Тунгуска и напротив нее слева — Кадали. Обе эти реки, так же как и вышеописанные притоки Жуи, имеют широкие, висящие над Жуей долины на



Фиг. 6. Поперечные профили долины р. Жуи
Линии А — А и В — В

1. Солифлюкционные отложения. *2.* Третий комплекс. Аллювиальные отложения группы пойменных террас. *3.* Третий комплекс. Аллювиальные отложения группы нижних надпойменных террас. *4.* Коренные породы

высоте древних террас 200-метрового уровня. Современные их долины в устьевой части узкие, глубоко врезанные в поверхность этой древней террасы.

Общими для всех отмеченных притоков р. Жуи являются:

1) широкие, хорошо разработанные долины, развитые на уровне древних террас, находящиеся в полном несоответствии в сравнении с небольшими современными руслами;

2) узкие современные долины в низовьях, глубоко врезанные в поверхности древних террас.

От вышеописанных долин рек резко отличается долина Жуи (фиг. 6), имеющая ширину до 2—2.5 км, крутые коренные борта, плоское дно со слабо возвышающимися аккумулятивными террасами. Река Жуя носит характер спокойной реки, с признаками старости, выражающимися в образовании рукавов, многочисленных меандр и озер-стариц. Река протекает в низких берегах, образованных широкими аккумулятивными террасами, не превышающими высоты 30 м.

Более высокие древние террасы, так хорошо развитые по притокам р. Жуи, в долине Жуи отсутствуют, и поэтому притоки р. Жуи имеют вид долин, висячих над Жуей.

Очерк строения четвертичных отложений

В Ленском районе рыхлые континентальные отложения имеют очень значительное развитие. Они повсеместно покрывают водораздельные пространства и выполняют современные и древние долины.

В этом районе выделяются различные генетические типы отложений 1) элювиальные, 2) солифлюкционные, 3) аллювиальные, 4) аллювиально-озерные и 5) ледниковые.

Некоторые из выделенных типов отложений не поддаются подразделению, другие распадаются на различные возрастные толщи, стратиграфическое взаимоотношение которых можно выяснить из анализа их условий залегания и приуроченности к определенным элементам рельефа.

Удобнее начать описание их с водоразделов и закончить его долинами, так как этот порядок соответствует возрастной последовательности формирования элементов рельефа и четвертичного покрова.

Элювий

Образование элювия в условиях Ленского района происходило при значительном участии процессов морозного выветривания, что придало ему несколько необычный характер.

Мерзлотные процессы обычно переформировывают элювиальный покров, подвергая его вертикальной сортировке; образуются хорошо развитые структурные почвы и каменные россыпи. Элювий в этом районе представлен щебнем и крупными глыбами подстилающих дочетвертичных пород. Иногда обломки заключены в желто-бурый суглинок. На некоторых водоразделах элювиальные образования прерываются скальными выходами дочетвертичных пород. Выделить скальные дочетвертичные породы среди элювия не представляется возможным, так как граница между ними весьма условна.

Солифлюкционные образования

В Ленском районе невозможно провести резкую грань между отложениями солифлюкционными и делювиальными. По всей вероятности типичного делювия здесь нет, и в перемещении обломочного материала по склонам всегда принимают участие процессы солифлюкции, преобладая над поверхностным смывом.

На водоразделах, в гольцовой зоне, процессы солифлюкции отчетливо устанавливаются по геоморфологическим признакам, так как приводят к образованию аккумулятивных солифлюкционных террас, выпуклых языков расползания солифлюкционной массы и курумов.

На облесенных склонах и у подножья последних скопляющиеся солифлюкционные материалы образуют ровные покровы.

Обычный состав солифлюкционных отложений характеризуется грубообломочностью, грубой сортировкой или отсутствием последней, значительной глинистостью выполняющей породы. Однако широкое распространение высоколежащих речных отложений вызвало и значительное распространение солифлюкционных образований, состоящих из переотложенного речного материала. Такие солифлюкционные отложения отличимы от речных только по условиям залегания, отсутствию сортировки и слоистости, а нередко и по большей примеси глинистого материала, чем это свойственно речным отложениям.

Помимо обычных солифлюкционных образований, в Ленском районе встречаются отложения своеобразных, очень крупных катастрофических оползней. Следами этих оползней являются лишенные растительности лоткообразные полосы в несколько десятков метров ширины и до 100—200 м длины, встречающиеся по крутым северным склонам Бодайбинского Илигиря и на Ваче, в долине ключа Большого Берденяха. Свидетели оползания в долине Большого Берденяха говорят, что грохот, сопровождавший оползание масс, был слышен за несколько километров.

Отложения I и II этапов развития рельефа

Древние галечники. На сильно выветрелой поверхности складчатых пород палеозоя почти повсеместно на водоразделах распространены гальки различного петрографического состава. Гальки хорошо окатаны (от 0.02 до 0.5 см в диаметре), состоят из гранита с подчиненным количеством галек из обломков различных осадочных метаморфических пород. Эти галечники были описаны В. А. Обручевым (1914) под названием «эрратических валунов». Особенно широким развитием они пользуются в северной части района исследований, на водоразделе рр. Кадали, Бугорыхты и Хомолхо.

Здесь выровненные платообразные поверхности, имеющие абсолютные высоты порядка 1200—1100 м, почти целиком перекрыты хорошо окатанными галечниками. Гальки размером от 0.2 до 10 см в диаметре состоят из кварца, известняка, кварцита, песчаника и других пород; вмещающими породами являются желто-бурые суглинки.

Отдельные окатанные гальки попадаются на водоразделах по правобережью р. Жуи и на водоразделе рр. Вачи и Сян-Берикана.

Довольно значительные скопления их имеются на поверхностях северо-восточных отрогов хребта Кропоткина.

Наряду с отдельными рассеянными гальками на водоразделах встречаются слоистые пески, включающие хорошо окатанный материал. Эти отложения наиболее хорошо сохранились в южной части района исследований, в пределах бассейна рр. Бодайбо и Энгажимо. Здесь они располагаются на широких выровненных поверхностях современных водоразделов, имеющих абсолютную высоту 780—900 м, и прослеживаются в почти широтном направлении вдоль долин Бодайбинского и Энгажиминского Илигирей, на водоразделах рр. Тахтыкан-Берикана и Олера, Дадыхты и Большого Макалака.

Распространение этих отложений приурочено к широкой, морфологически выраженной долине, время существования которой связывается со вторым этапом развития рельефа.

Ясно выраженная слоистость и сортированность, а также хорошая окатанность гальки, установленная в этих отложениях, позволяет относить их к аллювиальным образованиям.

В других местах района, в частности на водоразделе правых притоков р. Энгажимо — Сорго и Комюстяга, указывается на присутствие в этих отложениях штрихованных валунов, что позволяет ему предположить участие ледников в их формировании.

Возраст и генезис описанных галечников в настоящее время не достаточно ясны.

В. А. Обручев (1903) образование «эрратических валунов» связывал с покровным оледенением Патомского нагорья.

Иное объяснение дает А. К. Мейстер (1914), считавший, что образование валунов связано с элювиально-солифлюкционными процессами. По его мнению, «валуны» гранита, встречающиеся на водоразделах, вне областей, занятых гранитными интрузиями, могли образовываться за счет разрушения гранитных жил и, подобно обломкам кварцевых жил, могли быть рассеяны по поверхности вблизи залегающей жилы гранита, скрытой под элювием.

А. К. Мейстер считает, что сползающие массы элювия легко могли переносить обломки гранита даже издалека.

Г. Л. Юдин (1938) «эрратические валуны» считает образованием древней гидрографической сети.

Против первой трактовки говорит отсутствие следов ледниковой штриховки на гальках.

Второй точке зрения противоречит хорошая окатанность материала и большое разнообразие петрографического состава галек в районе исследований.

Доводы, приведенные против первых двух точек зрения, говорят скорее в пользу аллювиального происхождения этих галечников.

Возраст рассмотренных отложений в настоящее время не достаточно ясен. Пока можно только предполагать, основываясь на находках позднечетвертичной фауны в погребенных долинах р. Бодайбо (см. ниже), что время образования этих отложений относится или к концу третичного, или к началу четвертичного периода.

Отложения III этапа развития рельефа

Более поздние рыхлые отложения по условиям залегания удается расчленить на три комплекса. К 1-му комплексу относятся отложения развитые на наиболее древних террасах долин III этапа; 2-й комплекс составляют отложения, выполняющие древние погребенные долины в состав 3-го комплекса входят отложения современных рек, протекающих местами в эпигенетических долинах.

Таким образом, деление на указанные три комплекса в своем существе вытекает из последовательности развития рельефа и является основным возрастным делением для нашего района.

Рассмотрение разрезов отложений дает возможность наметить расчленение 2-го комплекса на два разновозрастных элемента и дать более дробное деление всей толщи осадков на четыре возрастные группы.

Приходится говорить только об относительном возрасте этих групп Отношение их к общепринятому делению на четыре эпохи в настоящее время остается неясным. Таким образом, приведенное деление на Q_I Q_{II}, Q_{III} и Q_{IV} имеет возрастное значение только для разбираемого района.

Отложения древних долин (I-й комплекс)

1-я группа отложений. Наиболее ранняя группа четвертичных отложений (Q_I) связана с древней гидрографической сетью начала III этапа развития рельефа.

Значительным распространением эти отложения пользуются в бассейне р. Жуи. В бассейнах рр. Бодайбо и Энгажимо они встречаются лишь местами на поверхностях древних террас.

Так, на правом берегу р. Кадаликана, в террасе, имеющей высоту 200 м относительно уровня реки, в выемке тракта обнажаются:

Q_I^{al}. Пески темносерые грубозернистые, включающие в себя тонкие прослои и линзы галечников. Материал очень хорошо отсортирован и ясно слоист. Видимая мощность 7 м.

Аналогичные темносерые пески были встречены на левом берегу р. Кадали, ниже устья р. Кадаликана, на поверхности 200-метровой террасы. Эти же отложения слагают террасы западного берега оз. Лепринды.

Наиболее полные разрезы этой толщи сохранились в долине р. Вачи.

На левом берегу р. Вачи, у устья Атыркан-Берикана, в склоне террасы, имеющей высоту около 80 м, сверху обнажено:

Q_I^{al} 0. Серая песчано-глинистая почва . . . . . 0. 10 м
1. Светлосерый мелкозернистый песок с галькой. В слое включены линзы зеленовато-серых глин . . . . . 12. 50 м
2. Тонкозернистый серовато-зеленый песок с прослоями зеленоватой глины и мелкими гальками . . . . . 2. 20 м
3. Светлосерый мелкозернистый песок с галькой. В слое включены линзы зеленовато-серых глин . . . . . 3.00 м
4. Тонкозернистый светлосерый песок, горизонтально-слоистый. Отдельные прослои в большем или меньшем количестве обогащены глинистым веществом. В слоях более глинистых встречается галька до 3 см в диаметре . . 5.00 м

Километрах в двух ниже устья р. Атыркан-Берикана, на том же левом берегу р. Вачи, в склоне 180-метровой террасы Вачи в разрезе обнажено сверху:

Q_I^{al}. Песок серый крупно- и мелкозернистый с прослоями галечника. Гальки размером от 0.5 до 12 см, хорошо окатанные. В слое встречается много валунов с плоско-пришлифованными поверхностями и штриховкой. Размер валунов до 50 см. Мощность 10 м.

Ниже по тому же склону, после нескольких метров перерыва, расчисткой обнажено:

1. Q_1^{al}. Песок тонкозернистый слабо глинистый, слюдистый, содержащий хорошо окатанную гальку размером от 0.5 до 10 см . . . . . 1.5 м
2. Тонкозернистый слюдистый песок светлобурого и серого цвета. Песок горизонтально-слоистый . . . . . 3.80 м
3. Мелкозернистый песок с галькой . . . . . 0—0.06 м
4. Тонкозернистый глинистый песок с мелкой галькой (размер галек до 2 см) 0.20 м
5. Песок, аналогичный слою 2 . . . . . 0.40 м
6. Разнозернистый темный песок с галькой и линзами тонкозернистого песка . . . . . 10.0 м. Замыто. 6 м.
7. Тонкозернистые слюдистые иловатые пески, переслаивающиеся с тонкими слюдистыми глинами серовато-зеленого цвета. Мощность прослоев измеряется в 1—10 см . . . . . 10 м

Аналогичные отложения развиты и ниже по долине р. Вачи. Так, у устья ключа Узкого, на правом берегу, в склоне 180-метровой террасы р. Вачи обнажено:

Q_I^{al} 0. Желтовато-серая песчано-глинистая почва . . . . . 0.55 м
1. Грубозернистый песок, включающий гальку размером от 0.3 до 6 см . 9.0 м
2. Серый мелкозернистый песок с прослоями более тонкозернистого и грубозернистого песка, местами сильно ожелезненного . . . . . 6.50 м
3. Глина зеленовато-серая . . . . . 0.01 м
4. Грубый разнозернистый песок с хорошо окатанной галькой. Местами заметно значительное ожелезнение . . . . . 2.5 м
5. Серый мелкозернистый песок, переслаивающийся с серой глиной и грубозернистым песком с галькой. Галька хорошо окатанная . . . . . 3 м

Далее, ниже по Вачe, у устья р. Джегдокара, в склоне 200-метровой террасы обнажено сверху:

Q_I^{al} 0. Желто-бурая песчано-суглинистая почва . . . . . 0.20 м
1. Песок желто-бурый, мелкозернистый, переслаивающийся с грубозернистым. Отчетливо видно линзовидное залегание отдельных горизонтов . . . 0.35 м
2. Песок темносерый, содержащий прослои грубозернистого песка и гравия с мелкой галькой . . . . . 0.12 — 0.30 м
3. Песок желто-бурый слабо суглинистый, аналогичный слою 1 . . .0.10—0.20 м
4. Песок грубозернистый, включающий в себя линзы галек и гравия 0.12—0.20 м
5. Песок желто-бурый, суглинистый, аналогичный слою 3.

Разнообразная группа отложений характеризуется песчано-галечниковыми породами, хорошей окатанностью, сортированностью материала и присутствием в некоторых разрезах валунов со следами ледниковой штриховки.

Ясно выраженная слоистость и хорошая сортированность материала позволяет относить эти породы к аллювиальным отложениям; наличие в них штрихованных валунов указывает на то, что накопление этих толщ происходило в перегляциальной области, куда ледниковый материал мог приноситься из областей развития оледенения отдельными свободно плавающими льдинами.

Из приведенных разрезов видно, что эти отложения в основной массе состоят из мелкогалечного и песчаного материала; это свидетельствует о том, что они были накоплены сравнительно спокойно текущими реками.

Отложения погребенных долин (2-й комплекс)

2-я группа отложений (Q_{II}^{pr}) выполняет древние погребенные долины и в большинстве случаев скрыта под мощными более поздними образованиями; она является нижним членом 2-го комплекса.

Эти отложения представлены мощной глинистой толщей, содержащей в себе галечники и валуны. В нижних частях толщи располагается обычно небольшой прослой песков и галечников.

Описанные породы налегают на размытую поверхность серо-зеленых отальковannых сланцев.

В. А. Обручев (1903) во многих пунктах в бассейне р. Бодайбо описал речные песчано-галечные отложения, сохранившиеся горизонтом небольшой мощности в основании разреза рассматриваемой глинистой толщи. На Энгажимо А. Р. Бурачек описывает крупногалечные речные отложения, залегающие повсюду на коренных породах под глинисто-песчано-галечной толщей. Несмотря на некоторые затруднения в параллелизации разрезов Энгажимо и Бодайбо, можно предполагать, что эти нижние крупногалечные речные отложения являются аналогами описанного В. А. Обручевым на Бодайбо «доледникового» аллювия.

Распространение этого члена разреза широко, но непостоянно; он во многих местах уничтожен при отложении глинисто-галечниковой толщи, которая в таких случаях непосредственно ложится на коренные породы.

Быть может, эти речные отложения было бы даже целесообразно относить не ко 2-му, а к 1-му комплексу четвертичных отложений.

Разобранная группа четвертичных отложений характеризуется глинисто-галечниковым составом пород, плохой сортировкой материала, не везде ясной слоистостью. Она имеет значительные мощности, порядка 40—60 м, и пользуется широким распространением в районе, выполняя древние погребенные долины.

Генезис этих отложений в настоящее время не везде достаточно ясен.

А. П. Герасимов (1905—1907), работавший в бассейнах рр. Кадали и Вачи, назвал эти отложения ледниковыми, по аналогии с ледниковыми отложениями, описанными для бассейна р. Бодайбо В. А. Обручевым(1903).

В бассейне р. Бодайбо среди отложений этой группы В. А. Обручевым выделяются морены, характеризующиеся обилием штрихованных валунов, отсутствием слоистости, сортированностью материала и большой глинистостью пород.

Относя все отложения этой группы в пределах района исследований к ледниковым, нужно предполагать, судя по их распространению, очень значительное оледенение, захватывающее весь бассейн верхнего течения р. Жуи и бассейны рр. Энгажимо и Бодайбо, что не согласуется с геологическими и геоморфологическими наблюдениями.

До настоящего времени в Бодайбинском районе исследователи, описывая морены, не предусматривают возможности их переотложения, что, может быть, сократило бы те масштабы, которые, на основании распространения мореноподобных образований, часто приписываются оледенению.

Знакомясь с породами этой группы по имеющимся материалам для долины р. Большой Тунгуски, по буровым скважинам в бассейнах рр. Кадаликана, Кадарычи и нижнего, среднего течения р. Бодайбо, можно отчетливо установить залегание их на террасированном коренном ложе дна долин.

Учитывая все особенности состава строения отложений этой группы и условия их залегания, можно предполагать,что время ее образования связано с ледниковым периодом, когда в верховьях долин, прилежащих к наиболее высоким частям водоразделов, отлагались морены (как, например, в верховьях бассейнов рр. Бодайбо, Вачи, Энгажимо), в нижних и средних частях тех же долин отлагались осадки без участия ледников, которые не спускались в низовья упомянутых рек.

В частях долин, не захваченных оледенением, отложение глинистой толщи происходило в условиях замедленного продольного переноса, благодаря которому не нарушились эрозионные террасы и сохранились залегающие на них россыпи. Медленное течение благоприятствовало образованию отмученных глинистых осадков, которые значительно обогащались обломочным материалом, сносившимся с бортов долин благодаря широко развитым здесь явлениям солифлюкции. В это же время в верховьях рр. Бодайбо, Накатами, Вачи ледники отлагали морены, характеризующиеся глинистой основной массой, включающей в себя большое количество беспорядочно расположенных штрихованных валунов.

3-я группа четвертичных отложений (Q_{III}^{al+fgl}) является верхним членом 2-го комплекса и ложится на размытую поверхность вышеописанной глинистой толщи ($Q_{II}^{pr?}$). Породы этой группы имеют особенно большое распространение в районе. Они слагают террасы уровня погребения долин. Эти отложения широко распространены в верховьях

Большого Патома, в бассейнах притоков р. Жуи и в бассейнах рр. Энгажимо и Бодайбо.

Для характеристики этих отложений приведу несколько разрезов.

Так, отложения этой группы были описаны Г. Д. Карамышевой в долине р. Ныгри, в 0.8 км ниже прииска Кропоткинского. Здесь устанавливается следующая смена пород:

$Q_{II}^{al, fgl}$ 0. Почвенный слой, содержащий значительную примесь гальки и щебня . . . . . 0.5 м

1. Песок разнозернистый, серый, ясно слоистый, с обилием хорошо и слабо окатанной гальки; состав галек разнообразный. В слое включены отдельные линзы тонкозернистого песка . . . . . 2.5 м
Граница здесь заходит карманами в нижележащий слой.
2. Мелкозернистый слоистый песок, темносерый, с линзами и прослоями грубозернистого песка и гравия. В нижней части слоя, у границы со слоем 4, песок сильно ожелезнен . . . . . 3.5 м
3. Галечник с хорошо окатанными гальками размером до 5 см. Выполняющие породы — суглинистые пески . . . . . 7 м

Далее, отложения этого же возраста обнажаются на правом берегу р. Вачи, у устья р. Джегдокара. Здесь, в террасе, имеющей высоту около 100 м, обнажено сверху:

Q_{III}^{al+fgl} 0. Почва . . . . . 0.3 м

1. Пески желтые грубозернистые, ясно слоистые, включающие в себя хорошо окатанные гальки . . . . . 0.20 м
2. Пески грубозернистые темносерые, чередующиеся с прослоями тонкозернистого и желто-бурого песка и мелкой гальки . . . . . 0.80 м

Материал очень хорошо отсортирован и идеально слоист.

На правом берегу р. Вачи ключ Болотистый размывает террасу 100-метрового уровня, образованную гравелистыми желто-серыми песками (Q_{III}^{al+fgl}), включающими хорошо окатанные гальки различного петрографического состава.

Маломощные песчано-галечниковые отложения встречаются на эрозионных террасах 100-метрового уровня на левобережье р. Вачи.

Значительным распространением пользуются отложения этой группы в долинах Джегдокара, Кадаликана, Лепринды и по правобережным притокам р. Жуи — в долинах Пуричи, Кадарычи и Большой Тунгуски (фиг. 2, 3, 4, 5). Как видно из приведенных разрезов, отложения этой группы характеризуются песчано-галечниковым составом пород, хорошей слоистостью, сортированностью материала и хорошей окатанностью галек; все эти данные позволяют считать их аллювиальными, возможно — флювиогляциальными отложениями, которые образовались в спокойно текущих реках.

В значительных частях долин отложения этой группы представлены хорошо слоистым песчаным, песчано-галечниковым материалом, который по мере приближения к истокам рек, обогащается штрихованными валунами и нередко в вершинах рек переходит в типичные морены. Указанные изменения описываемой группы отложений по направлению к верховьям рек были констатированы А. Р. Бурачком в бассейне Энгажимо. То же самое устанавливается О. А. Глико для бассейна р. Бодайбо. А. Р. Бурачек и О. А. Глико устанавливают область развития моренных отложений этого времени, ограничивающуюся верховьями рек.

Таким образом, из рассмотрения отложений 2-го комплекса видно, что отложения обеих групп (Q_{II} и Q_{III}) хорошо увязываются с моренами.

Соотношение разобранной группы отложений Q_{III} с вышеописанными глинистыми породами Q_{II}, выполняющими нижние части погребенных долин, устанавливается как по естественным обнажениям, так и по много-

численным буровым скважинам (бассейнов рр. Бодайбо и Жуи), которые показывают налегание описанных песчано-галечниковых отложений Q_{III} на размытую поверхность глинистых пород Q_{II} и тем самым определяют ее более молодой возраст (фиг. 4, 5).

Отложения современных долин (3-й комплекс)

4-я группа четвертичных отложений (Q_{IV}). Отложения этой группы пользуются широким развитием в долине р. Жуи и значительно слабее распространены по ее притокам, в бассейнах Бодайбо и Энгажимо. Эти отложения участвуют в строении молодого комплекса террас.

Как устанавливается по многочисленным разрезам рек бассейна Жуи, отложения этой группы представлены или галечниками, или песками с небольшой примесью обломочного материала, или тонкоотмученными супесями, или крупнообломочным материалом. В распределении этих отложений отмечается определенная закомерность: в долинах притоков р. Жуи отложения, слагающие пойменные террасы, представлены плохо обработанным грубообломочным, почти не сортированным материалом, в котором отдельные обломки нередко достигают 1 м в диаметре.

С приближением к устьям рек характер отложений меняется: грубообломочный материал сменяется сперва более мелкообломочным, затем песчано-галечным и в прижуинской части переходит в тонкие слоистые песчаные суглинки, почти лишенные гальки.

В долине самой Жуи пойменные террасы образованы мелкозернистым суглинистым песком с небольшой примесью мелкогалечного материала.

Такое изменение описываемых отложений (Q_{IV}), слагающих пойменные и нижние надпойменные террасы притоков р. Жуи, характеризующиеся появлением тонкоотмученных иловато-глинистых осадков в устьевых частях притоков р. Жуи и в долине самой Жуи, свидетельствует о том, что накопление их происходило в условиях подпруживания.

В то время как в пределах разбираемого района в этот период накапливались аллювиальные отложения (Q_{IV}^{al}), в верховьях рек, берущих начало с высоких водоразделов, отлагались морены. Так, например, в верховьях р. Вачи А. Р. Бурачеком была установлена морена (Q_{IV}^{gl}), прислоненная к аллювиальным отложениям (Q_{III}^{al}).

По всей вероятности, этому времени соответствует морена ключа Васильевского (правый приток р. Вачи, берущий начало с северных склонов хребта Кропоткина).

В ключе Васильевском морена занимает верхнюю и среднюю части долины и описывается Г. Д. Карамышевой следующим образом:

В двух километрах выше устья по ключу Васильевскому вскрыта морена:

Почвенный слой, представленный серо-бурой глиной со щебнем и галькой. Слой резко граничит с нижележащим и имеет слабые признаки слоистости . . 0.5 м

1. Морена, представленная глиной зеленовато-буровато-серого цвета, содержащей большое количество щебня, валунов и гальки. Вся порода совершенно не сортирована; валуны плосно пришлифованы, с ясно выраженными штрихами.

В нижней части долины описываемого ключа морена сменяется песчано-галечниковыми отложениями, которые постепенно переходят в отложения нижних надпойменных террас р. Вачи.

Из приведенных данных видно, что отложения 3-го комплекса, так

же как и вышеописанные отложения 2-го комплекса, увязываются с мореной.

Озерно-аллювиальные осадки играют сравнительно небольшую роль в общем комплексе четвертичных отложений. Наибольшее развитие они получили в долинах Лепринды, Жуи и встречаются близ озер на высоких терассах р. Вачи. О строении и составе этих отложений можно судить по разведочным данным.

Так, например, в долине Лепринды озерные отложения представлены красно-бурыми иловатыми песками мощностью в 10—15 м. Везде эти отложения налегают на толщу аллювия Q_{III}^{al}, что позволяет время образования их относить к периоду накопления аллювиальных отложений террас молодого комплекса.

Озерные отложения р. Жуи, развитые вокруг современных озер на нижних надпойменных террасах и на современной пойме, сливаются с отложениями упомянутых террас р. Жуи. Это свидетельствует, что накопление их происходило в период образования этих террас.

На террасах р. Вачи озерные отложения обнажаются в непосредственной близости к озерам и представлены коричневато-бурыми иловатыми суглинками.

Возраст четвертичных отложений

Возраст разобранного комплекса отложений в настоящее время не вполне установлен. Правда, имеются сведения о находках фауны.

На находки костных остатков в бассейне р. Вачи указывают А. П. Герасимов (1905—1907), Н. М. Козьмин (1890—1892); известны также находки костей в толще речных отложений и в других долинах бассейна р. Жуи. Наиболее полные сборы фауны были сделаны Каптеровым, производившим исследования вечной мерзлоты в Бодайбинском районе.

Эта фауна была найдена Каптеровым в долине р. Бодайбо в нижних горизонтах 25-метровой толщи аллювия.

В. И. Громов дает следующее ее определение:

Elephas primigenius Blüm.
Ovibos moschatus Zimm.
Cervus elaphus L.
Bison priscus Boj.

Часть костей окатана.

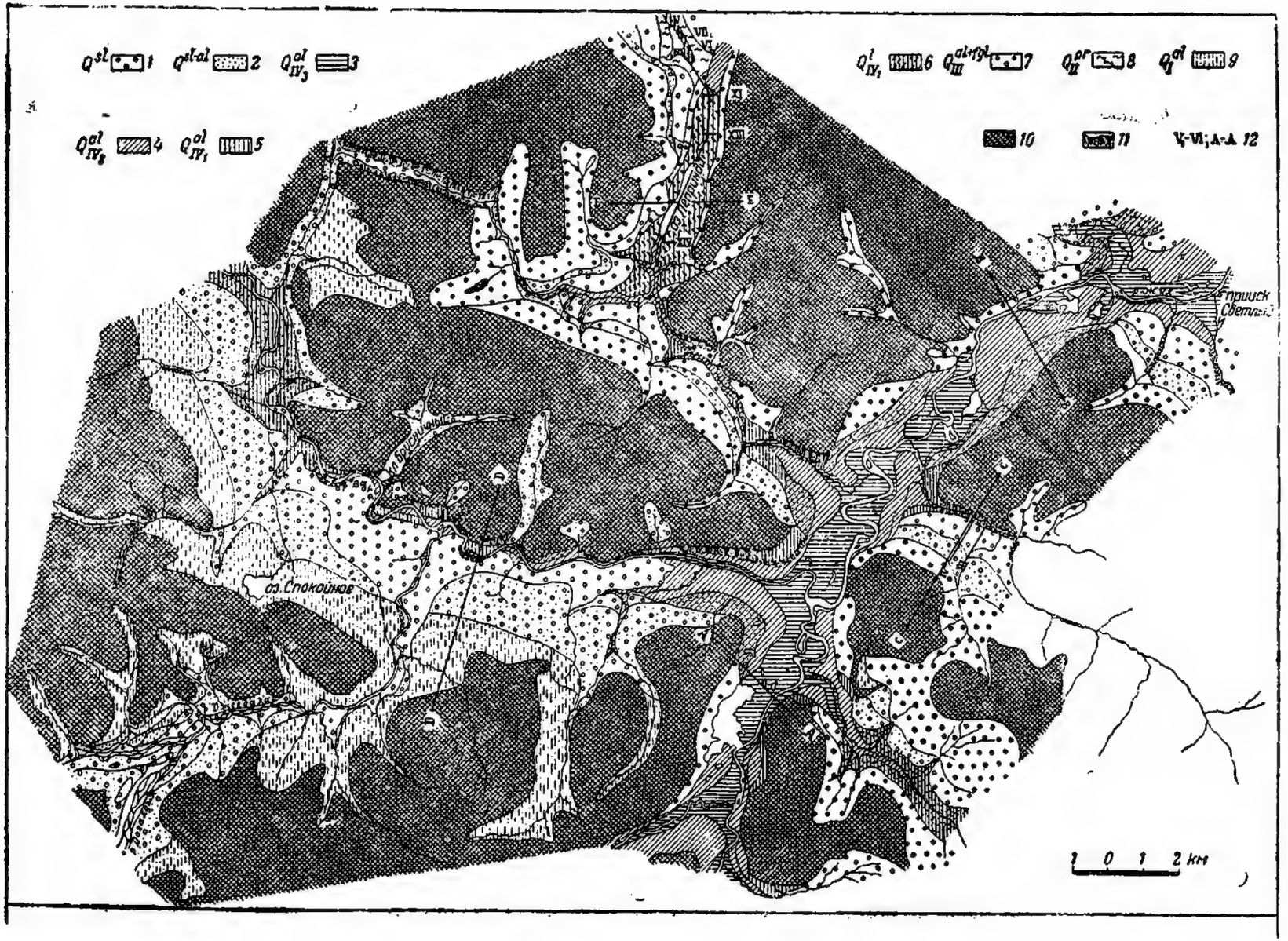
По заключению В. И. Громова, указанные формы относятся к позднечетвертичному периоду, вернее — ко второй половине вюрма. Фаунистически охарактеризованную толщу бассейна р. Бодайбо, по всей вероятности, можно отнести к 3-й группе четвертичных отложений (Q_{III}^{al+fgl}).

Если отложения погребенных долин, на основании найденных в них палеонтологических остатков, мы относим к вюрму, то более ранние образования, выделенные нами в 1-й комплекс, следует считать довюрмскими, возможно — рисс-вюрмскими. Тогда время образования отложений I и II этапов развития рельефа можно предположительно отнести к началу четвертичного или концу третичного периода.

История развития рельефа

Прежде чем перейти к истории развития рельефа, напомню вкратце о ранее существовавших взглядах на происхождение современных форм рельефа.

А. П. Кропоткин (1866) после своих путешествий 1861—1866 гг. высказал мнение, основываясь на пологих формах водоразделов и находках на них валунов, что образование современного рельефа Патомского нагорья



Фиг. 8. Схематическая карта четвертичных отложений части бассейна р. Жуи в районе пос. Светлого

3-й комплекс

Отложения современной речной сети: *1.* Солифлюкционные отложения: суглинистые глины со щебнем. *2.* Солифлюкционно-аллювиальные отложения: суглинистые глины с гальками и песками. *3.* Аллювиальные отложения группы пойменных террас: пески с линзами галечников. *4.* Аллювиальные отложения группы нижних надпойменных террас: пески и галечники. *5.* Аллювиальные отложения группы верхних надпойменных террас: пески и галечники. *6.* Озерные отложения: слабо песчанистые иловатые глины

2-й комплекс

Отложения древней речной сети:

7. Аллювиальные и флювиогляциальные отложения: пески и галечники. *8.* Отложения, связанные с оледенением: глины с гальками и валунами

1-й комплекс

Отложения древней речной сети:

9. Аллювиальные отложения, слагающие древние террасы: пески с мелким галечником. *10.* Дочетвертичные породы с прерывистым элювиально-солифлюкционным покровом *11.* Скальные выходы *12.* Линии профилей

обязано деятельности ледника. Впоследствии к этому мнению присоединился В. А. Обручев (1903, 1914), допускавший существование в районе как покровного, так и значительного долинного оледенения.

Против выводов о происхождении рельефа, сделанных А. П. Кропоткиным и В. А. Обручевым, возражает А. К. Мейстер.

По мнению А. К. Мейстера (1914), современные формы рельефа образовались под действием выветривания и оползания рыхлых продуктов по склонам гор. Оледенение А. К. Мейстер признавал только в форме небольших долинных ледников, захватывавших самые верховья рек.

Геоморфологические наблюдения, изучение комплекса рыхлых отложений и геологическое строение района рисуют образование современного рельефа в следующем виде.

Территория исследований представляет область развития каледонской складчатости, имеющей сложную тектоническую структуру. В последующую фазу каледонского орогенеза на месте Патомского нагорья возникла страна; эта горная страна в течение всего дальнейшего периода подвергалась процессам денудации, в которых значительную роль играла солифлюкция.

Длительный период разрушения горной страны привел к образованию выположенного рельефа, следы которого мы находим на современных водоразделах.

Наиболее высокие части водоразделов А. Р. Бурачек считает самыми древними и относит их к I этапу развития рельефа. Рельеф I этапа характеризуется высотами порядка 1200—1300 м, имеет выровненную поверхность, которая нередко несет на себе окатанный материал пород, чуждых для данного района. В пределах рассматриваемого района поверхности I этапа сохранились только на юго-западе, в области хребта Кропоткина, и на северо-востоке, где они образуют водораздел рр. Бугорыхты и Хомолхо. Эти области совпадают с крупными антиклинальными зонами.

Обилие галечников, встречающихся на поверхностях I этапа, наличие эрозионных уступов на различных уровнях склонов гольцов свидетельствуют о существовании древней гидрографической сети. Какова была ориентировка долин в то время — установить трудно, так как рельеф этапа в значительной части уничтожен последующими процессами эрозии. К концу I этапа описанные области превращаются в водоразделы, наметившие собою бассейны рр. Витима, Чары и Большого Патома.

Последующий период развития рельефа, отнесенный нами (1938) ко II этапу, характеризуется выработкой широких долин северо-западного направления, совпадающего с направлением основных тектонических структур. Древняя гидрографическая сеть II этапа по своему расположению не совпадает с современной, пересекается ею и располагается на высоте 350—400 м над современным уровнем р. Жуи. Реки этой гидрографической сети имели сток в юго-восточном направлении, как показывает постепенное понижение террасовых уровней с северо-запада на юго-восток.

В пределах рассматриваемого района намечаются следующие долины, относящиеся ко II этапу:

1) верховья р. Угхана — верховье р. Ныгри — р. Турухты — р. Бугорыхты;

2) ключ Широкий — Сухой лог — ключ Александровский — Кадаликан — нижнее течение р. Кадали — Большая Тунгуска;

3) р. Вача — р. Пуричи.

Из всех этих долин наиболее широкой и хорошо разработанной является долина Вачи.

Вопрос о времени заложения древней гидрографической сети, а также возраст ее отложения в настоящее время не ясны. Вернее всего предпола-

гать, что образование древней речной системы II этапа происходило в первой половине четвертичного периода.

Не исключена возможность, что такое почти повсеместное распространение галечников на водоразделах могло быть обязано покровному оледенению, но широко развитые террасы, прослеживающиеся на значительные расстояния, к которым часто приурочено наибольшее скопление галек и отсутствие на гальках следов ледниковой обработки, дают больше оснований считать их отложениями древних долин.

Вслед за отложением пород в древних долинах в областях антиклинальных зон начались процессы поднятия, приведшие к выработке новой речной сети, совпадающей с участками террас, образованных аллювиальными отложениями Q_I^{al}. Этот период развития рельефа относим к III этапу. Ему, повидимому, соответствует образование меридиональных долин рр. Кадали, Бугорыхты и Кадаликана. Поднятия этого времени доказываются появлением эрозионных террас в верховьях р. Бугорыхты, высота которых на протяжении 2—3 км повышается к верховьям реки с 2—3 м до 20 м. Строение террас, их расположение показывают, что в эту вторую стадию развития речной системы заложились долины:

1) р. Бугорыхты;
2) р. Кадали — р. Большой Тунгуски;
3) рр. Кадаликана — Лепринды — Сян-Берикана — Кадарычи;
4) р. Вачи — р. Пуричи.

Все эти реки стекали с северо-запада, текли в юго-восточном направлении и, вероятно, являлись левыми притоками р. Чары.

Распределение группы глинистых отложений (Q_{II}^{pr}) в погребенных долинах, которые имеют наклон коренного ложа в направлении к долине р. Жуи (рр. Кадаликан, Кадарычи, Большая Тунгуска), указывает, что в конце времени образования группы древних террас с отложениями Q_I^{al} снова усилились процессы поднятия на юго-востоке, в области верхнежуинской антиклинальной зоны.

Эти поднятия, определившие 3-ю стадию развития речной системы, привели к образованию долины р. Жуи и прекращению стока рек на восток, в систему Чары. С этим моментом связана выработка глубоких, хорошо разработанных долин, которые в дальнейшем были погребены под мощными толщами осадков ($Q_{II}^{gl+pr?}Q_{III}^{al+fgl}$).

С первым периодом заполнения долин связано образование глинисто-галечниковых пород ($Q_{II}^{pr?}$). Эти отложения, как указывалось выше, к верховьям рек постепенно переходят в морены (Q_{II}^{gl}) и значительно обогащаются обломочным материалом. Затем, после некоторого периода размыва, долины заполнились песчано-галечниковыми отложениями (Q_{III}^{al}). Хорошо развитые террасы, образованные отложениями Q_{III}^{al}, и солифлюкционные образования Q^{sol}, перекрывающие их поверхности, указывают на то, что после их отложения наступил длительный период разработки долин в ширину. В это время преобладали процессы боковой эрозии над глубинной. В период накопления этих толщ р. Кадаликан имела сток в р. Жую через р. Сян-Берикан (фиг. 7).

Последующая стадия развития рельефа ознаменовалась образованием современной гидрографической сети.

Галечниковый состав отложений, эрозионный характер верхних надпойменных террас р. Жуи, наличие узких каньонообразных долин у притоков р. Жуи, несущих грубообломочный материал, позволяют говорить о том, что к началу 4-й стадии развития речных долин возобновились тектонические движения, вызвавшие значительное усиление эрозионных процессов.

Этот период приводит к окончательному установлению гидрографи-

ческой сети в современных ее очертаниях. Современные реки в том случае, если их долины совпадают с древними, текут в широких долинах с выположенными склонами; если они не совпадают с древними, то долины их узкие, глубоко врезанные в коренные породы.

Древний Кадаликан, впадающий в р. Жую в месте современного устья р. Сян-Берикана, к этому времени прекращает свое существование, распадаясь на два бассейна с самостоятельными стоками (см. фиг. 7, расположение современных аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений).

Верхнее течение его перехватывается р. Кадали, нижнее — отходит к р. Сян-Берикану, среднее — постепенно замирает, превратившись в озерный, почти бессточный бассейн, как это можно судить по распределению иловатых озерных осадков. Таким образом, в этот период развития речной системы низина Лепринды была занята озером значительно бо́льшим по размерам, чем современное, где откладывались тонкие слабо песчанистые илы (Q_{IV}^{1}).

Непостоянный состав группы аллювиальных отложений $Q_{IV_2}^{al}$ (увеличение грубообломочного материала вверх по долинам притоков р. Жуи) свидетельствует о том, что к этому времени не была выработана эрозионная кривая притоков р. Жуи.

Дальнейший период развития речной сети приводит к образованию тонкоотмученных иловатых песков (Q_{IV}^{al}), где обломочный материал играет весьма подчиненную роль. Притоки р. Жуи в это время продолжали и продолжают в настоящее время углублять и вырабатывать свои русла.

Итак, анализ всего геологического материала и данных геоморфологии позволяет сделать вывод, что основными факторами образования рельефа в Ленском районе были молодые тектонические движения и развивавшиеся на их фоне солифлюкционные и водно-эрозионные процессы.

Молодые тектонические движения имели характер сводовых поднятий антиклинальных областей. Поднятия вызывали развитие процессов эрозии, приводивших к многократному перераспределению гидрографической сети.

Тектонические движения привели к расчленению пенеплена II этапа: поднялись области антиклинальных зон, наметившие собою водоразделы долин II этапа. Поднятия свода происходили очень медленно и длительно, так как на фоне их успевали вырабатываться и врезаться речные долины.

В прижуинской части района устанавливаются 4 стадии развития речной сети. Две первые имели расположение иное, чем две последующие.

Остатки самой древней речной системы II этапа сохранились в виде широких эрозионных террас с аллювием, прослеживающихся местами высоко на склонах современных долин, местами на водоразделах. К концу II этапа начинается некоторое сокращение древней речной сети, заложившейся во II этапе. Эти долины уже хорошо прослеживаются по распространению группы аллювиальных отложений (Q_{I}^{al}).

Главная артерия речной сети II и начала III этапа проходила в долине р. Чары, в которую впадали притоки, стекавшие с водораздела, примыкающего к истокам рр. Чумаркоя и Анангры.

3-я стадия развития речной сети привела к образованию широких, ныне погребенных долин, развивавшихся на базисе р. Жуи. Наконец последняя — 4-я стадия развития гидрографической сети привела к образованию современного бассейна р. Жуи. Таким образом, современная долина р. Жуи является более молодой, чем долины ее притоков.

Влияние ледниковой эпохи на развитие форм рельефа, вероятно, не было так велико, как это рисуется некоторыми исследователями. Вопрос о существовании покровного оледенения в районе пока остается не достаточно выясненным. Те данные, которые приводились в пользу покров-

ного оледенения прежними исследователями (А. П. Кропоткиным, 1866; В. А. Обручевым, 1914), базирующиеся, главным образом, на распространении галечников на различных поверхностях современных водоразделов, теперь могут найти свое объяснение в древней гидрографической сети, отдельные части которой превратились в водоразделы благодаря молодым тектоническим поднятиям.

Долинное оледенение, так хорошо увязывающееся с отложениями разновозрастных террас, указывает на то, что оно существовало в течение очень длительного времени, возможно — с небольшими перерывами; но, поскольку оледенение захватывало только части долин, прилежащие к наиболее высоким водоразделам, и не распространялось на всю территорию исследований, оно не могло иметь большого влияния на развитие форм рельефа.

В пределах рассматриваемого района область развития ледниковых явлений ограничивается только юго-западной его частью.

Не малую роль в выработке современного рельефа сыграли солифлюкционные процессы, проявление которых в настоящее время очень значительно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсеньев А. А. Олекминско-Витимская горная страна. Геоморфологический очерк правобережья р. Витима. Изв. АН СССР, 1939, сер. геогр. и геофизич., № 1.
2. Герасимов А. П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. IV, 1907.
3. Герасимов А. П. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листа I-6/7. 1910.
4. Герасимов А. П. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листа III-6. 1904.
5. Герасимов А. П. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листа III-6. 1907.
6. Кропоткин А. П. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции в 1866 г.
7. Котульский В. К. Маршрутные исследования в Ленском горном округе в 1908 г. Геологические исследования в золотоносной области Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. V, 1910.
8. Козьмин Н. М. О ледниковых явлениях в Олекминско-Витимской горной стране и о связи их с образованием золотоносных россыпей. Изв. Вост.-Сиб. отд. ИРГО, т. XXI, 1890, № 1.
9. Козьмин Н. М. О явлениях вечной мерзлоты в некоторых местностях Восточной Сибири. Изв. Вост.-Сиб. отд. ИРГО, т. XXIII, 1892, № 4—5.
10. Мейстер А. К. Восточная окраина Ленского золотопромышленного района. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. 10, 1914.
11. Обручев В. А. и Герасимов А. П. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листов IV-4 и V-4. 1929.
12. Обручев В. А. Бассейны р. Бодайбо (предварительный отчет об исследованиях 1901 г. в Ленском горном округе). Геологические исследования в золотоносной области Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. II, 1903.
13. Обручев В. А. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Описание листов IV-3 и V-3. Геологические исследования золотоносной области Сибири. 1914.
14. Обручев В. А. Олекминско-Витимский золотоносный район. Геологический обзор золотоносных районов Сибири, ч. III. Восточная Сибирь. Вып. I, 1923.
15. Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. 1927.
16. Преображенский П. И. Бассейны рр. Тахтыги и Анангры. Геологические исследования золотоносной области Сибири. Ленский золотоносный район. Вып. III, 1905.
17. Преображенский П. И. Бассейн р. Тамарака. Геологическая карта Ленского золотоносного района. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. 1914.
18. Юдин Г. Л. Об эрратических валунах в толще рыхлых отложений Ленского района. Советская геология, т. VIII, 1938, № 12.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1947. № 10

И. В. ЛУЧИЦКИЙ

О РЕЛЬЕФЕ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ р. АНГАРЫ НА УЧАСТКЕ УСТЬ-ОСА — ЗАЯРСК

Летом 1940 г. я имел возможность осмотреть долину р. Ангары на участке между устьем р. Осы (правый приток) и пос. Заярск и, таким образом, повторить маршрут, неоднократно проделанный Каманиным Л. Г. (1932, 1934).

При осмотре можно было ознакомиться со строением правого берега долины значительно более полно, чем это было сделано Каманиным, так как, работая в составе Илимского отряда Восточно-Сибирской экспедиции, я проводил на правобережье р. Ангары геологическую съемку миллионного масштаба. Проведенные наблюдения позволяют остановиться на характеристике некоторых особенностей рельефа правобережья р. Ангары и затронуть весьма важный вопрос о типах ее террас. Следует отметить, что этот вопрос до настоящего времени не нашел достаточного освещения в нашей литературе.

Своеобразной и главной чертой водораздельных пространств той области, частью которой является осмотренный участок долины р. Ангары, считают (В. А. Обручев, Ижицкий, Крашенинников и др.) ту их особенность, что на громадном протяжении они обладают одной и той же высотой при значительной ширине. Эта особенность стоит в тесной связи с тем, что водоразделы входят в состав грандиозного плато (Ленско-Енисейская плоская возвышенность), древнего пенеплена, ныне расчлененного системой речных долин.

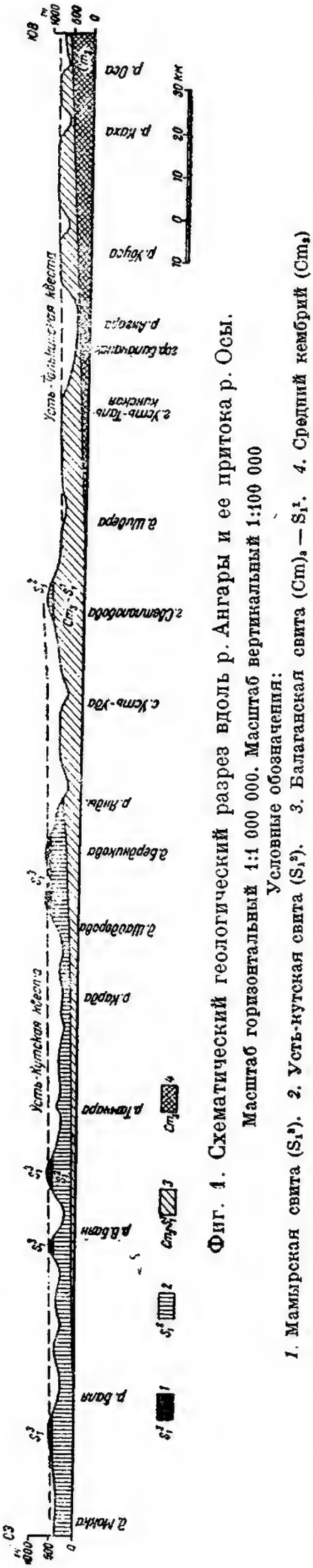
Та же черта характеризует в пределах исследованного участка водоразделы Ангаро-Илимский и Ангаро-Ленский. Однако здесь наблюдаются совершенно закономерные отклонения, обусловленные особенностями геологического строения местности. Если мы будем двигаться в направлении с севера на юг вдоль водораздела, то увидим, что, следуя вначале почти горизонтально, он вдруг заканчивается крутым обрывом и затем продолжается, следуя попрежнему почти горизонтально, уже на более низком уровне. На низкой плоской поверхности водораздела местами наблюдаются насаженные на нее отдельные резко выдающиеся по высоте плосковерхие (столовые) вершины, круто обрывающиеся во все стороны и поднимающиеся над низкой плоской поверхностью на высоту до 300 м. Это удается установить, например, в районе Жигаловского тракта, где располагается резко выдающаяся вершина «Цыганка». Такое отклонение строения водоразделов от обычного для Ленско-Енисейской плоской возвышенности, безусловно, не является случайным. Вероятно, в дальнейшем оно будет прослежено во многих других районах в пределах той же возвышенности и будет признано весьма существенной особенностью рельефа.

Каковы же причины того, что в пределах правобережья р. Ангары мы имеем дело с двумя (по меньшей мере) плоскими водораздельными поверхностями, отделенными друг от друга крупным обрывом? Причины этого явления следует искать в особенностях геологического строения местности. Правобережье р. Ангары на интересующем нас участке сложено серией красноцветных отложений верхоленского яруса (Cm_3 — S'_1), известняково-доломитовой толщей с пачками красноцветных пород (усть-кутская свита — S'_1) и красноцветными отложениями мамырской свиты (S^2_1). Весь комплекс отложений верхнего кембрия (?) и нижнего силура входит в состав моноклинали, весьма полого наклоненной на северо-запад под углом 2—3°. Такой наклон слоев совершенно достаточен для того, чтобы при передвижении с северо-запада на юго-восток или с севера на юг на плоской поверхности водораздела выходили последовательно все более и более низкие стратиграфические горизонты. В соответствии с этим южная часть правобережья р. Ангары на интересующем нас участке сложена верхнекембрийскими (?) красноцветными отложениями, в то время как северная часть этого района сложена отложениями пестрого состава нижнего силура. Уступ высокого плато совершенно точно соответствует границе между областями распространения пород верхоленского яруса (Cm_3) и пород нижнесилурийского возраста (усть-кутская и мамырская свиты). Все вершины, резко выдающиеся над поверхностью низкого плато, к которому приурочено развитие пород верхоленского яруса, сложены в верхней своей части отложениями усть-кутской свиты нижнего силура.

Это является свидетельством того, что наличие двух плоских водораздельных поверхностей различной высоты обусловливается различиями в геологическом строении северной и южной частей района. Действительная причина появления уступа, разделяющего эти поверхности, заключается в том, что на границе между верхоленским ярусом и вышележащими отложениями усть-кутской свиты в разрезе имеет место резкая смена литологического состава. В то время как в разрезе верхоленского яруса имеются песчано-глинистые и мергелистые породы, сравнительно легко поддающиеся разрушению, в основании усть-кутской свиты залегает мощный (более 60 м) пласт белых известковистых песчаников, чрезвычайно прочных, образующих в обнажениях грандиозные нависающие карнизы и отвесные обрывы. Этот пласт песчаников и появляется в кровле останцев высокого плато, разбросанных среди поверхности низкого плато. Он же и предохраняет эти останцы от разрушения. Появление крутого обрыва, отделяющего низкое плато от высокого, также связано с наличием того же пласта, залегающего на поверхности пород, легко поддающихся выветриванию. Подводя итог характеристике особенностей рельефа, отметим, что как высокое, так и низкое плато, судя по произведенным наблюдениям, имеют пологий наклон на север. Особенности строения водоразделов изображены на прилагаемом схематическом профиле (фиг. 1).

Изложенное показывает, что в пределах правобережья р. Ангары мы встречаемся с элементами типичного квестового ландшафта. Высокое плато соответствует наличию северной квестовой водораздельной поверхности — усть-кутской квесты, низкое плато может быть выделено под названием усть-талькинской квесты, поскольку появление ее связано с наличием горизонта плотных песчаников (усть-талькинский горизонт) внутри верхоленского яруса.

Одной из характернейших черт рельефа правобережья р. Ангары является, следовательно, наличие элементов квестового ландшафта. В полном соответствии с этим другую характерную черту рельефа составляют многочисленные структурные террасы, появление которых как в долине р. Ангары, так и по притокам ее обусловливается присутствием



Фиг. 1. Схематический геологический разрез вдоль р. Ангары и ее притока р. Осы.
Масштаб горизонтальный 1:1 000 000. Масштаб вертикальный 1:100 000
Условные обозначения:
1. Мамырская свита (S_1^2). 2. Усть-кутская свита (S_1^2). 3. Балаганская свита (Cm_3 — S_1^1. 4. Средний кембрий (Cm_2)

пластов прочных пород (песчаников, доломитов или известняков), с трудом поддающихся выветриванию и залегающих среди легко разрушающихся мергелей и глин или тонкозернистых песчаников.

Такие структурные террасы широко распространены как по притокам р. Ангары, так и в ее долине. Упомянем главные горизонты, с которыми они связаны. Внутри верхоленского яруса наиболее хорошо выраженные структурные террасы приурочены к горизонтам песчаников усть-талькинскому и рютинскому. В усть-кутской свите они связаны с каменноостровским горизонтом песчаников и доломитов с балинским горизонтом аналогичного состава и с известково-доломитовым суворовским горизонтом. Мелкие, менее хорошо выраженные и не прослеживающиеся на значительное расстояние структурные террасы наблюдаются и внутри других горизонтов, а также внутри мамырской свиты. Между прочим, Г. Ф. Крашенинников (4,5) также отмечает структурные террасы в долине р. Ангары, но ограничивается приведением их высоты, не указывая на связь с определенными стратиграфическими горизонтами. Каманин (3) о них почти не упоминает. Мы находим у него лишь замечание, что террассы, которые он описывает, не имеют ничего общего со *случайными* структурными террасами, которые здесь также имеются.

Такая оценка структурных террас как «случайных» кажется странной, так как исследование правобережья р. Ангары показывает, что эти террасы развиты в пределах всей долины и по притокам достаточно широко. Случайными их считать нельзя еще и потому, что они, приурочиваясь к определенным горизонтам, прослеживаются на значительное расстояние. Столь же неправильными кажутся попытки Г. Ф. Крашенинникова (5) увязывать высоты структурных террас рр. Осы, Ангары и Илима. Такого рода попытки следует считать бесцельными, поскольку появление структурных террас не имеет прямого отношения к проблеме формирования долины р. Ангары. Они бесцельны еще и по другой причине. Если мы начнем прослеживать структурные террасы вниз по р. Ангаре, то будем наблюдать, как они постепенно понижаются в этом направлении и затем погружаются под уровень реки. Это явление стоит в тесной связи с общим погружением слоев на северо-запад. Так, в качестве примера укажем, что можно видеть, как усть-талькинская терраса, имеющая близ с. Усть-Талька высоту около 150 м, постепенно понижается

(фиг. 2) в районе шиверского переката до 10—20 м. Такое же постепенное понижение структурной террасы наблюдается на левом берегу р. Ангары, ниже дер. Рютиной, для рютинского горизонта. Ниже дер. Балинской, на правом берегу р. Ангары, прекрасно видно, как структурная терраса, связанная с балинским горизонтом, скрывается под уровнем реки. Эти примеры можно было бы и умножить.

Приведенных данных достаточно для утверждения того факта, что высоты структурных террас в долине р. Ангары меняются от 0 м до высоты, соответствующей высоте водораздельного плато. Таким образом, сопоставлять высоты этих террас на различных реках, очевидно, не целесообразно.

Отметим, что для долины р. Ангары и ее притоков характерной особенностью является наличие структурных террас. Их появление обусловливается присутствием прочных, с трудом поддающихся выветриванию слоев плотного песчаника, известняка, доломита, заключенных среди легко

Фиг. 2. Структурная терраса, связанная с прочными песчаниками усть-талькинского горизонта. Левый берег р. Ангары ниже г. Балаганска (рис. Е. Величко)

разрушающихся песчано-глинистых и мергелистых пород. Формирование этих террас, полого погружающихся в направлении на северо-запад, соответственно падению слоев, не имеет отношения к истории образования долины р. Ангары. Наличие их должно быть учтено при дальнейших геоморфологических исследованиях.

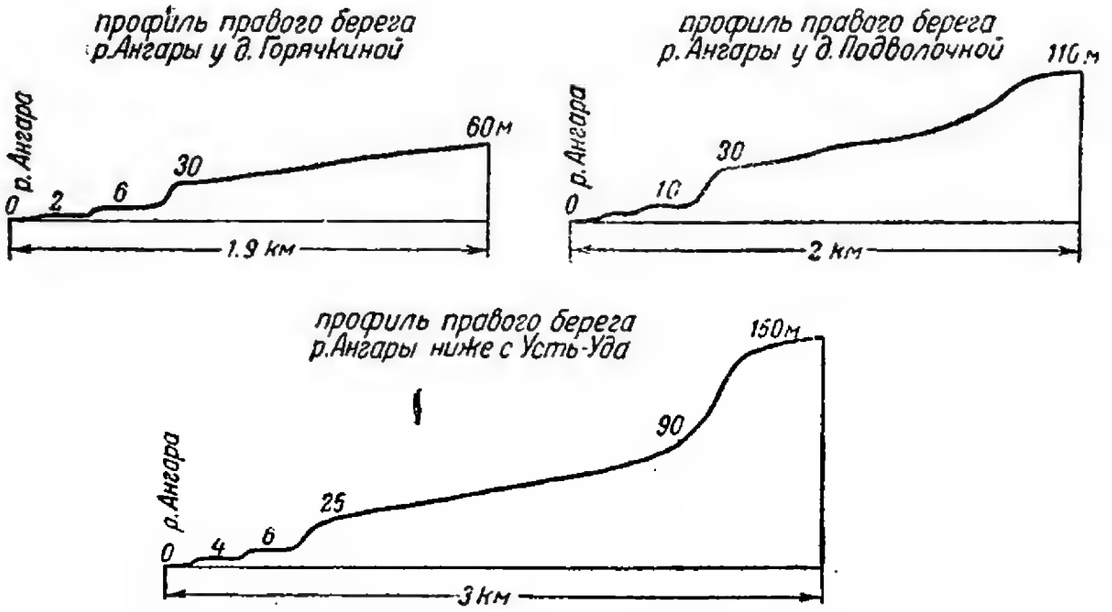
Другой тип представляют обычные речные эрозионно-аккумулятивные террасы. Они, как следует из произведенных наблюдений, не столь многочисленны, как это указывается, например, Каманиным (3) и Крашенинниковым (4, 5). Рассмотрим эти террасы.

Наиболее высокой, четвертой террасой, для которой можно, правда, лишь предполагать эрозионно-аккумулятивное происхождение, является терраса высотой 150—200 м. Она наблюдалась, например, в районе пос. Усть-Уда, в районе г. Балаганска и в других местах. Эта терраса обладает наклонной поверхностью, на которой изредка можно встретить мелкую хорошо окатанную гальку изверженных и метаморфических пород. Следует отметить, что присутствие этой гальки не может быть точным свидетельством эрозионно-аккумулятивного происхождения террасы. Дело в том, что на поверхности усть-талькинской квесты, на высоте 300—400 м над р. Ангарой, в южной части интересующего нас района на значительной площади можно наблюдать экзотические гальки и валуны разнообразных кристаллических пород. Эта галька с водоразделов переносится на их склоны, иногда появляется на поверхности структурных террас и на низких эрозионно-аккумулятивных террасах притоков р. Ангары. Таким образом, галька, отмеченная на поверхности

150—200-метровой террасы, может представлять собою только гальку, смытую с водоразделов.

Следующая, третья терраса имеет своеобразные черты. Она обладает ясно наклоненной поверхностью, очень слабо всхолмленной. Поверхность террасы наклонена к р. Ангаре под очень небольшим углом, вследствие чего у бровки она имеет высоту около 25 м, а в месте причленения к коренному склону или к четвертой террасе высота ее достигает 70—90 м.

Третья терраса прослеживается по правому берегу р. Ангары на всем протяжении исследованного участка ее долины. Ширина ее достигает 1.5—2 км. На прилагаемых профилях (фиг. 3), составленных в различных участках долины, эта терраса видна с предельной ясностью. Она имеет отчетливо выраженный цоколь, и лишь верхние 6—7 м ее сложены аллювиальными отложениями. Последние представлены внизу разнообраз-



Фиг. 3. Профили третьей террасы р. Ангары

ными галечниками и разнозернистыми песками, вверху — песчаными или тишичными суглинками. Суглинки имеют шоколадную, палево-желтую или красно-бурую окраску и, нередко, хорошо выраженную столбчатую отдельность. Мощность отложений более значительна близ бровки и уменьшается по направлению к коренному склону.

Относительно возраста третьей террасы следует сказать, что остатки позвоночных (*Elephas trogontherii* и др.), найденные выше по р. Ангаре в 50-метровой террасе долины р. Малой Каты, впадающей в приток Ангары — р. Куду, повидимому, относятся именно к третьей выделенной мною террасе (судя по высотным данным). Если это справедливо, то возраст третьей террасы определяется как плейстоценовый.

Наклонная третья терраса весьма интересна в том отношении, что при измерении высоты ее бровки в различных участках долины у наблюдателя может остаться ложное впечатление о якобы существующих здесь многочисленных террасах высотой 25, 30, 35 и т. д. метров. На самом же деле различная высота террасы у бровки обусловливается тем, что она в различных местах срезана на различных расстояниях от коренного склона (фиг. 3).

Мне кажется, что этим фактом, с одной стороны, и путаницей между структурными и эрозионно-аккумулятивными террасами, с другой стороны, объясняется то обстоятельство, что для долины р. Ангары отмечают чрезвычайное обилие террас, рассматривая эту особенность как следствие

процесса ее формирования, резко отличного якобы от процесса образования рек Европейской части Союза ССР. Отметим, что, ввиду сложности рельефа долины р. Ангары, фиксирование определенного выдержанного террасовидного уровня, даже прослеживающегося на значительном протяжении, без приведения данных о разрезе слагающих террасу четвертичных отложений, без характеристики морфологии ее поверхности и прочих особенностей не может являться доказательством существования соответственного уровня эрозионно-аккумулятивной террасы.

Вторая терраса отчетливо прослеживается на отдельных участках долины. Она имеет высоту от 10 до 15 м, почти горизонтальную, слегка неровную поверхность с отдельными выдающимися буграми, являющимися, повидимому, размытыми останцами третьей террасы. Иногда она имеет ступенчатое строение. В разрезе ее до самого уреза р. Ангары, как и у более низкой, первой террасы, наблюдаются серовато-белые пески и желтые суглинки и лишь в самых нижних частях, местами, — галечники.

Такое же строение присуще и первой надпойменной террасе, имеющей высоту 6—8 м. Ниже нее располагается терраса, имеющая по р. Ангаре высоту около 2 м, а в устьях впадающих в р. Ангару боковых притоков повышающаяся до высоты 3—4 м. Повидимому, последнюю террасу следует рассматривать как пойму р. Ангары, осложненную древними конусами выносов боковых притоков.

Этим можно закончить краткую характеристику рельефа правобережья р. Ангары. Отметим в заключение, что если приведенные нами данные и выводы окажутся совершенно неожиданными для ряда исследователей, занимавшихся в той или иной мере изучением морфологии Ангары, то причиной тому является, очевидно, недостаточное внимание их к структурным и наклонным террасам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ижицкий Н. И. (1897). Геологические исследования в Иркутской губернии в 1895 г. (предварительный отчет), Геол. исслед. вдоль Сиб. ж. д. СПб. Каманин Л. Г. (1939). Приангарский отряд Байкальской геохимической экспедиции. Вестн. АН СССР.
2. Каманин Л. Г. (1934). Материалы по геоморфологии и геологии долины р. Ангары на пространстве между г. Балаганском и устьем р. Оки. Труды СОПС, сер. Сибирск., вып. 6.
3. Каманин Л. Г. (1939). К геоморфологии Южного Приангарья, статья 1. К вопросу о геоморфологическом строении долины р. Ангары и генезисе ее истока. Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 31.
4. Крашенинников Г. Ф. (1935). Геология Ангаро-Илимского железорудного месторождения. Труды ВСГТ, вып. 12.
5. Крашенинников Г. Ф. (1936). Ангаро-Окинский район. Геологический очерк (по работе 1934 г.). Матер. по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, вып. 14. Иркутск.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1947. № 10

Н. Н. СОКОЛОВ

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЕНИНГРАДСКОЙ И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАЛИНИНСКОЙ ОБЛАСТИ

В 1940 г., по инициативе В. А. Котлукова и по поручению Ленинградского геологического управления, я просмотрел большое число кернов буровых скважин, заложенных за последние годы при поисках и разведках на уголь в пределах Валдайской возвышенности. При этом мною было обнаружено несколько разрезов с межледниковыми и межстадиальными отложениями (последние изучались, по моей просьбе, покойными ботаниками Г. А. Благовещенским и К. И. Солоневичем).[1]

В 1941 г., по инициативе того же В. А. Котлукова и также по поручению Ленинградского геологического управления, я попытался свести данные, в большей их части еще не опубликованные, по межледниковым отложениям Ленинградской и западной части Калининской области.

Ниже я и хочу изложить некоторые результаты названных работ в виде: 1) некоторых общих соображений о стратиграфии ледниковых отложений указанной территории, 2) конкретных описаний нескольких новых разрезов межледниковых отложений.

Общая характеристика межледниковых отложений

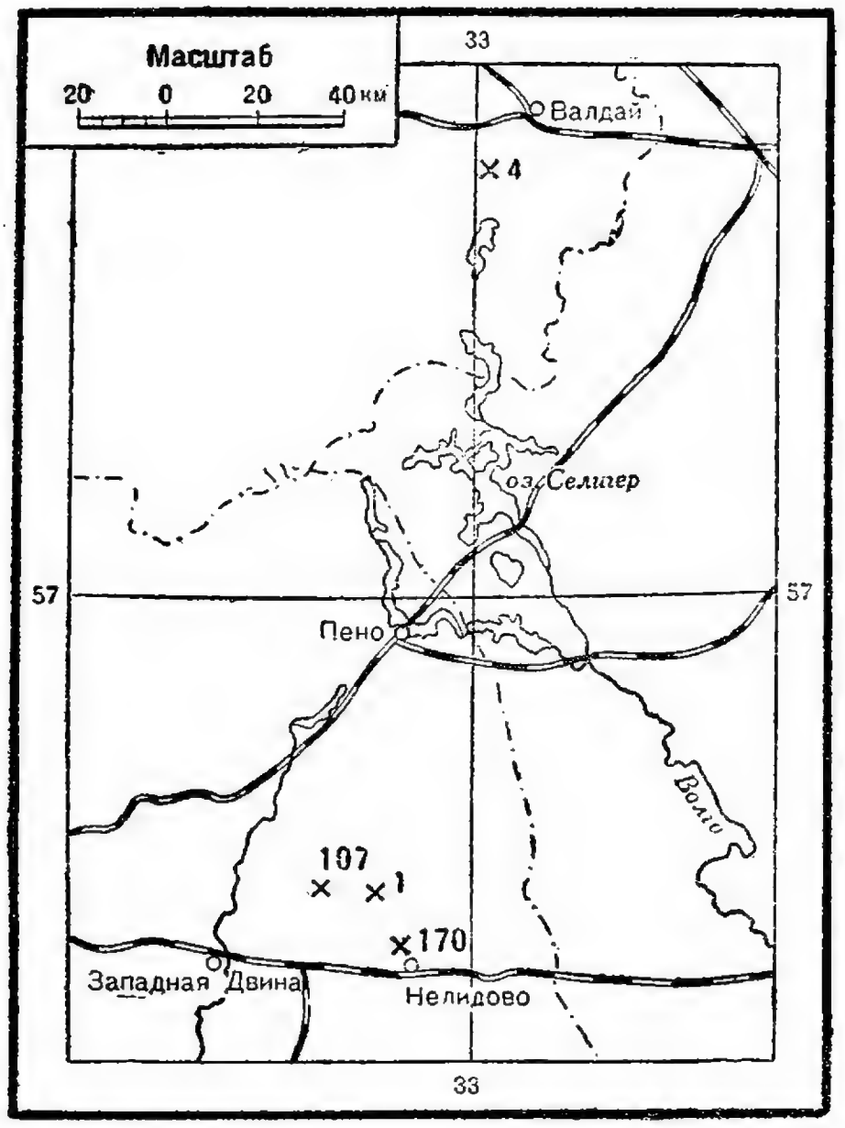
Вся описываемая территория относится к областям двух оледенений — последнего (вюрмского, валдайского) и предпоследнего (вартского, московского). Граница последнего оледенения проходит по верховьям р. Западной Двины и далее к ст. Бологое, ст. Удомля, оз. Меглино, Белому озеру, р. Онеге. В рельефе она обозначается прежде всего как предел распространения многочисленных водораздельных озер. Не менее ясны и особенности в составе и строении четвертичной толщи по обеим сторонам от границы оледенения. В области предпоследнего оледенения поверхность образована «покровными» суглинками и супесями, которые, правда, не всегда отмечаются исследователями (при малой мощности их). Под этими «покровными» образованиями на верхней морене встречаются мощные залежи озерно-болотных отложений, несомненно, межледникового характера; мы имеем, следовательно, прямое доказательство того, что ледник во время последнего оледенения не переходил верховьев р. Западной Двины.

---

[1] Г. А. Благовещенский исследовал пыльцу, К. И. Солоневич — микроскопические остатки.

В пределах области предпоследнего оледенения встречено также несколько разрезов с подморенными межледниковыми отложениями; следовательно, в отличие от области последнего оледенения, где встречены отложения лишь последней межледниковой эпохи, в области предпоследнего оледенения, в западной части Калининской области, обнаружены отложения двух межледниковых эпох.

Как выяснилось, в полосе последнего оледенения стратиграфия ледниковых отложений сильно меняется в пределах различных геоморфологических областей.



Фиг. 1. Обзорная карта описываемого района
х — разрезы с межледниковыми отложениями

В полосе обширных депрессий (впадин), начиная от Финского залива и кончая Белым морем, в ряде пунктов встречена более или менее мощная (до 115 м) толща ледниковых и межморенных отложений с морскими межледниковыми слоями (Мга, восточный берег Ладожского озера, северный берег Онежского озера).

В обширной Приильменской низине (ее можно также назвать Ленинградской низиной, так как она занимает большую часть Ленинградской области) преобладает маломощная (до 10 м) толща, где, кроме слоя валунного суглинка, залегают (сверху), по более низким участкам, озерно-ледниковые отложения (ленточные глины и пески). Межледниковые отложения на этой территории не известны.

На Валдайской возвышенности, в полосе краевых образований последнего оледенения, преобладает мощная (свыше 50 м, до 118 м) толща неодно-

родного состава, иногда с многочисленными быстро выклинивающимися слоями валунного суглинка и межморенных отложений. Межморенные отложения обычно представлены межстадиальными фациями (ленточные глины и супеси) или межосцилляторными грубыми песками. Лишь изредка встречаются остатки межледниковых озерно-болотных слоев.

За пределами последнего оледенения, в полосе краевых образований предпоследнего оледенения, обнаружена мощная толща, где несколько пластов морены чередуются с межморенными отложениями, представленными иногда мощными (до 10 м) ленточными глинами. В разрезах с подморенными межледниковыми слоями здесь можно встретить, в основании, морену, которую, вероятно, надо отнести ко времени максимального (днепровского) оледенения (ср. разрезы у Булатова и у Нелидова).

Переходя к краткой характеристике межледниковых отложений, необходимо сделать несколько предварительных замечаний.

Как известно на основании изучения состава пыльцы древесных пород, межледниковые отложения, при их полном развитии, делят на 7 зон, в свою очередь, разделяемых на подзоны, снизу вверх: 1) арктическая зона (a), 2) субарктическая (b), 3) бореальная (c, d, e), 4) умеренная (f) и теплая (g), 5) бореальная (h), 6) субарктическая (i) и 7) арктическая (k). Зоны эти различаются по составу и в особенности по изменению сочетаний пыльцы различных древесных пород. Зоны «a» и «b» (арктическая и субарктическая), образовавшиеся вскоре после таяния льда, содержат пыльцу деревьев, характерных для полярных пределов леса — ивы, березы. В бореальной зоне (c, d, e) преобладает пыльца березы и сосны, — во время образования ее преобладали хвойные и мелколиственные древесные породы. Наиболее характерны для межледниковых отложений зоны более теплые (f, g), содержащие заметную примесь пыльцы широколиственных пород — «смешанного дубового леса» — дуба, вяза, липы, а также орешника и черной ольхи. Пыльца последних часто доминирует в этих зонах; нередко встречается и пыльца граба, содержание которой заметно возрастает в заключительной «теплой» зоне (g), где количество пыльцы прочих широколиственных пород заметно падает.

Для названных зон, кроме пыльцы широколиственных пород, характерно присутствие остатков таких водных растений, как *Brasenia purpurea, Najas marina, Trapa natans.*

Верхние, заключительные зоны (бореальная, субарктическая и арктическая) образовались в условиях «ухудшения» климата, почему здесь наблюдается смена насаждений, обратная описанной вначале. Породы хвойных лесов, пришедших на смену смешанным лесам, характерные для зон бореальной и субарктической, с приближением ледника нового оледенения были вытеснены (в арктическое время) лесотундрой с небольшим количеством ивы и березы.

Межстадиальные толщи отличаются от межледниковых отсутствием двух более теплых зон (умеренной и теплой), почему при полном их развитии они распадаются на 5 зон. Здесь мы имеем, в л у ч ш е м с л у ч а е. следующие зоны (снизу вверх): 1) арктическую, 2) субарктическую. 3) бореальную, 4) субарктическую и 5) арктическую. Наиболее существенное различие межстадиальных отложений от межледниковых, помимо различий в числе зон, заключается в характере «средней» зоны. В межстадиальных толщах «средняя» (бореальная) зона возникла при климатических условиях, когда летняя температура была существенно ниже, чем при послеледниковом климатическом оптимуме. В межледниковой же пыльце «средние» (умеренная и теплая) зоны образовались при климате с летом не менее теплым, чем во время послеледникового климатического оптимума.

По условиям залегания необходимо различать 2 типа межледниковых и межстадиальных отложений: 1) подморенные, 2) надморенные. До последнего времени у нас обычно изучались первые, тогда как вторые нередко описываются как послеледниковые образования.

Более полно развиты отложения надморенные, не подвергавшиеся воздействию ледника, тогда как подморенные отложения сохранились в неполном виде.

В подморенных межледниковых отложениях обычно отсутствуют самые нижние и верхние зоны, так что в разрезе известно не более 5 зон; часто же от всей толщи уцелела одна-другая зона. Хорошо если при этом сохранилась хоть одна «теплая» зона, в противном же случае, при сохранении лишь «прохладных» зон, межледниковые отложения трудно отличить от межстадиальных. Соответственно и в межстадиальных подморенных отложениях часто выпадает несколько зон; обычно сохраняются одна-две зоны арктического и субарктического характера (встречаются, впрочем, и немые межстадиальные толщи, например более или менее мощные толщи ленточных глин).

Теперь, при накоплении у нас материалов по стратиграфии ледниковых отложений, становится ясным, что хорошо развитые подморенные межледниковые отложения, с многочисленными остатками «теплых» форм, встречаются весьма редко. Значительно чаще встречаются плохо сохранившиеся подморенные межледниковые отложения с небольшим количеством остатков типичной межледниковой растительности. Поэтому есть все основания выделять, кроме типичных межледниковых отложений, «остаточные» межледниковые слои; последние отличаются от межстадиальных отложений смешанным составом пыльцы древесных пород, частью из теплых зон. Нередко эти «остаточные» межледниковые слои принимаютя за межстадиальные.[1]

Среди межморенных слоев можно выделить 3 типа отложений—межледниковые, межстадиальные и межосцилляторные отложения, которые различны по составу и генезису пород.

Межледниковые отложения представлены по преимуществу озерно-болотными, аллювиальными и морскими образованиями — гиттией, торфом, аллювиальными песками и суглинками, морскими глинами и песками. Наибольшей мощности (до 5 м) достигает гиттия. Торф встречается обычно в виде залежей или прослоев (до 1—2.5 м) в толще гиттии. Аллювиальные отложения — тоже малой мощности (до 1—2 м). Мощность морских межледниковых отложений достигает более 10 м. Мощные толщи межледниковой гиттии пригодны для геохронологических расчетов.

Континентальные межледниковые отложения, возникшие в небольших озерах и реках, встречаются, по самым условиям их образования, спорадически, в виде пятен, линз или узких полос, не образуя непрерывных залежей или слоев значительного протяжения. Например, в пределах Валдайской возвышенности подморенные межледниковые отложения встречаются линзами на различных уровнях, которые не удается объединить даже на коротком расстоянии (здесь имела место, повидимому, и денудация межледниковых слоев водами надвигавшегося ледника). Наилучшая сохранность подморенных межледниковых слоев отмечена в глубоких древних депрессиях и долинах, особенно близ крупных древ-

---

[1] Я не касаюсь здесь вопроса о методах изучения межледниковых отложений. Совершенно очевидна необходимость изучения макроскопических растительных остатков (в особенности семян), которые встречаются в слоях, лишенных пыльцы. Важно также исследование остатков животных (насекомых, рыб), что у нас почти не практикуется. Не место здесь говорить и о разной сохранности различных органических остатков в различных породах (например в торфе, гиттии и в песках).

них уступов в коренных породах, где, очевидно, задерживались нижние пачки льда, почему и не сказалась его эрозия.

О первоначальном залегании озерных (озерно-болотных) межледниковых отложений в области последнего оледенения можно судить по хорошо сохранившимся озерно-болотным надморенным слоям в области предпоследнего оледенения. Здесь они широко распространены, особенно по заболоченным депрессиям на месте прежних ледниковых озер.

Межледниковые отложения нередко залегают «совместно» с водно-ледниковыми слоями, — последние подстилают или прикрывают межледниковые. Озерно-ледниковые отложения (ленточные глины и пески) встречаются в полосе обширных депрессий (Ладожского и Онежского озер); здесь морские межледниковые глины и пески часто подстилаются и перекрываются ленточными глинами и песками; иногда можно наблюдать постепенные переходы между различными фациями отложений.

Межстадиальные отложения обычно представлены озерно-ледниковыми слоями, — ленточными глинами и песками, а также неслоистыми глинами и лёссовидными суглинками (алевритами). Иногда эти слои подстилаются или перекрываются флювиогляциальными песками. Экстрагляциальные (аллювиальные, болотные) слои встречаются тут редко и маломощны. Межстадиальные ленточные глины иногда достигают значительной мощности (до 10 м), что указывает на большую длительность межстадиальных «периодов». Особенного развития эти слои, как указано, достигают в полосе «дилювиальной депрессии», где иногда встречаются две толщи их, разделенные мореной. То же отмечено в различных районах южной половины Валдайской возвышенности; следовательно, местности эти во время последнего оледенения неоднократно (и подолгу) затоплялись ледниковыми водами. Такое постоянство надо приурочивать к низинам или к значительным древним ложбинам, которые в современном рельефе, возможно, уже и не выражены, вследствие их заполнения.

О былом распространении межстадиальных отложений можно до некоторой степени судить по аналогии с распространением надморенных (позднеледниковых) ленточных глин, которые покрывают значительные площади, не только в полосе «дилювиальной депрессии» и в Приильменской низине, но и в перигляциальной полосе, например в восточной части Валдайской возвышенности, по рр. Шлине и Пне. (Можно думать поэтому, что в Приильменской низине до отложения верхней морены ленточные глины были широко распространены, но затем, при последующем надвигании ледника, они были уничтожены, послужив, в значительной мере, материалом для образования валдайской морены, на что указывает состав некоторых разностей этой морены.)

Межосцилляторные слои представлены преимущественно прослоями песка грубого состава, которые выклиниваются обычно на расстоянии менее чем в 100 м. Сюда относятся в особенности линзы песков в краевой полосе ледника, среди холмисто-озерного ландшафта (ср., например, геологические профили по участкам углеразведок у г. Боровичи).

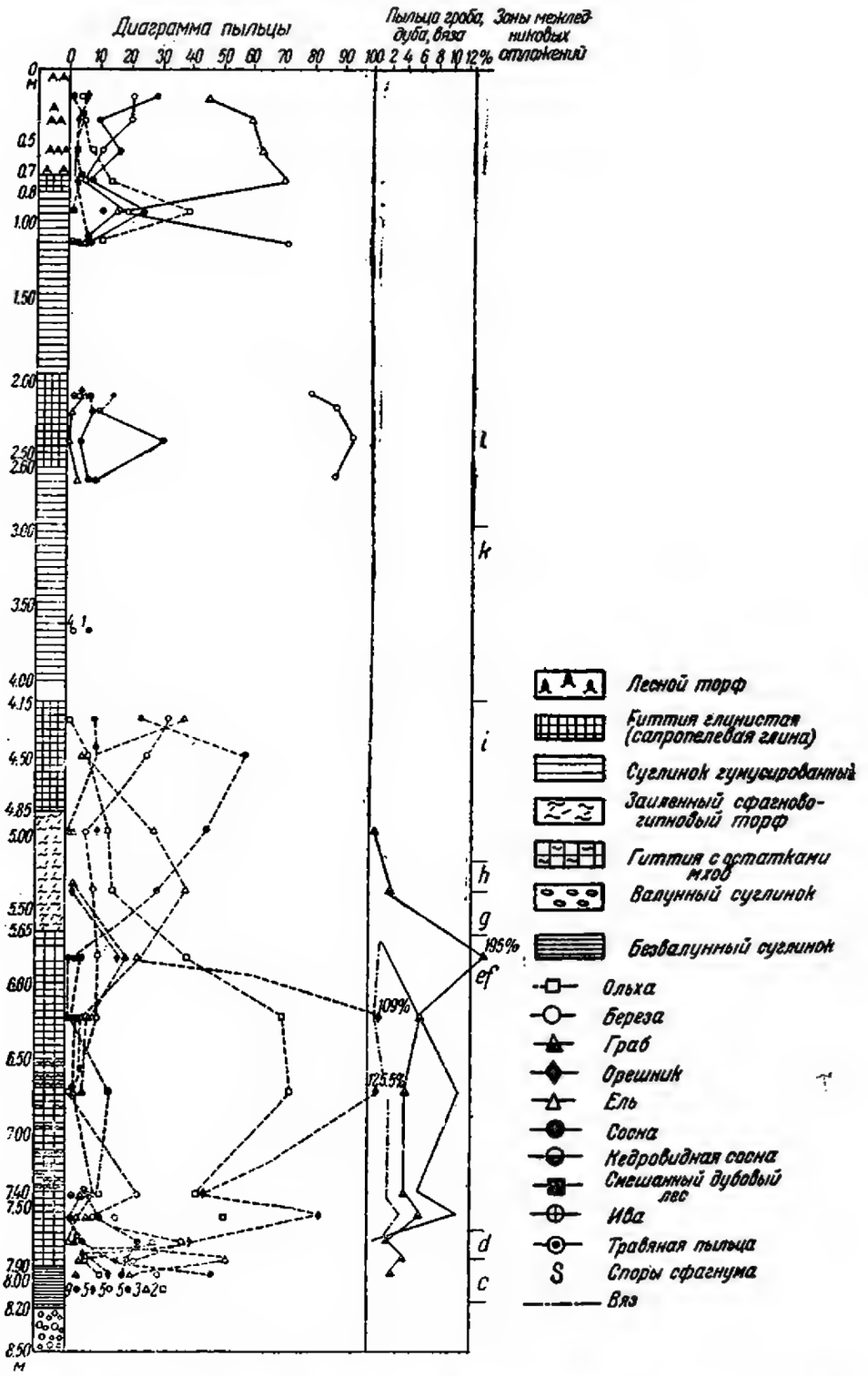
Описание разрезов

Ниже мы приводим несколько разрезов из различных местностей в областях последнего и предпоследнего оледенений.

Разрез в Центральном лесном заповеднике. Наиболее определенными разрезами межледниковых отложений являются разрезы скважины № 1 в Центральном лесном заповеднике и скважин № 107 и 111 (гидрогеологической) на Зуевском геолого-разведочном участке. И тут и там мы имеем мощные озерно-болотные межледниковые от-

ложения, которые залегают неподалеку от границы последнего оледенения, к востоку от нее.

Центральный лесной заповедник располагается на плоском водоразделе рр. Жукопы и Межи (притоков Волги и Западной Двины). У южной границы его, близ истоков названных речек, рельеф становится слабо вол-



Фиг. 2. Пыльцевая диаграмма шурфа № 1. Центральный лесной заповедник

нистым: плоские низкие холмы, высотой до 9 м, чередуются с заболоченными депрессиями (до 1/4 км диаметром), где начинаются ручьи и речки. Как показали шурфы и скважины, заложенные здесь сначала И. П. Герасимовым (в 1938 г.) и почвоведами (сотрудниками А. А. Роде), а затем и мною (в 1939 г.), в депрессиях под маломощным современным торфом и покровным суглинком залегают озерно-болотные отложения мощно-

стью до 7 м, со значительным содержанием пыльцы широколиственных пород (в частности граба).

Особенно полным оказался разрез скважины № 1, заложенной мною в квартале 74, в 1 км к северо-востоку от управления заповедника. Здесь под верхним суглинком обнаружена озерно-болотная толща до 7 м. Она разделена слоем суглинка на две части; верхняя часть (1.30 м) представлена межстадиальными слоями, а нижняя — межледниковыми (мощность в 4 м).

Изучение пыльцы[1] из описанной толщи дало полную картину развития лесов за весьма длительный период после таяния ледника предпоследнего оледенения. В соответствии с этим становится ясной и смена климатов за указанное время; некоторые же пробелы в «документах» можно объяснить: 1) малым количеством пыльцы в условиях тундры и лесотундры, 2) ее недостаточной сохранностью. Мощность всей толщи указывает на длительность времени, в течение которого она образовалась, заметные же фациальные изменения внутри ее — на неоднократную смену условий накопления осадков. Здесь можно отметить три процесса, участвовавших в образовании осадков: 1) отложение органогенных илов в озере, среди леса, 2) заторфование озера, 3) заиливание озера глинистыми отложениями. Первый и второй процессы имели место в межледниковое и в межстадиальное время, последний — особенно во время надвигания ледника последнего оледенения.

В основании разреза (8.05—8.20 м), на морене, лежит синяя глина с прослоем мелкого песка, которая, возможно, начала отлагаться еще в ледниковом водоеме. Здесь встречено очень мало пыльцы (153), что, вместе с характером ее (пыльца ивы, сосны и березы), указывает на суровые, возможно — субарктические, лесо-тундровые условия. Залегающая выше (на глубине 7.90—8.05 м) безвалунная синяя глина уже содержит много пыльцы, среди которой преобладает пыльца ивы и березы. Указанные слои можно отнести к зоне «c».

Дальнейшее «улучшение» климата отразилось, очевидно, и на смене отложений, — вместо глины стала отлагаться гиттия. На глубине 7.70—7.90 м выделяется зона «d» (смешанного леса); для нее, помимо примеси граба, характерно появление пыльцы дуба, вяза и липы.

Выше, на глубине 5.70—7.70 м, располагается зона «e,f», представленная заиленным торфом и гиттией. Здесь преобладает пыльца орешника (до 125%, считая по отношению к содержанию пыльцы «основных» древесных пород, т. е. кроме ивы и орешника); велико содержание и пыльцы ольхи (до 74%). Содержание пыльцы дуба, вяза и липы невелико (11, 6 и 2%). Заметна примесь граба (7%). Таким образом, в наиболее теплую фазу межледникового времени здесь росли леса из орешника с ольхой, среди которых, помимо других древесных пород (березы, сосны, ивы), встречались дуб, граб и вяз.

В зоне «g», на глубине 5.40—6.0 м, резко убывает количество пыльцы широколиственных пород и их «спутников» (орешника, ольхи); затем сначала резко возрастает количество пыльцы граба (до 19.5%). Здесь же были встречены семена *Brasenia purpurea*. Во время этой фазы, кроме ольхи, в лесах было много ели, граба и орешника. К концу фазы заметно возрастает количество березы.

На глубине 4.15—5.40 м хорошо выражены зоны хвойного леса — «h» и «i»: в первой на глубине 5.20—5.40 м преобладает пыльца ели, а во второй (4.15—5.20 м) — сосны (до 60%). В нижней части зоны «i» сильно

[1] Покойной В. В. Пряхиной, под руководством И. М. Покровской. При изучении пыльцы бралось 200 пыльцевых зерен.

возрастает количество пыльцы ели и березы (бореальный климат сменяется субарктическим). Межледниковые отложения по существу оканчиваются названными зонами. Выше располагаются зоны, соответствующие последнему оледенению и послеледниковому времени.

Зона «k» на глубине 3.0—4.05 м представлена сапропелевой глиной, сильно обогащенной минеральным веществом. Здесь почти не встречено пыльцы (4 пылинки березы и 1 — ивы); среди макроскопических остатков найдено очень немного ольхи и ели. Образование этой зоны совпало, очевидно, с максимальной фазой последнего оледенения, граница которой проходила километрах в 50 от данного пункта (большое содержание в этой зоне глинистых частиц можно объяснить приносом ледниковой мути).

На глубине 2.0—3.0 м гиттия, с прослоем торфа, содержит пыльцу, весьма бедную по видовому составу. Здесь преобладает пыльца березы (до 94%); велика и примесь ивы (до 32.5%). Эта зона образовалась в условиях лесотундры или окраины тайги (на глубине 2.65—2.75 м в 10 препаратах обнаружено 25 пыльцевых зерен). Она подобна зоне (на глубине 1—2 м) в разрезе по оврагу «Гремячка», у Плёса, где также преобладает береза. (Г. А. Благовещенский. Материалы 1938). Зона эта («l?») образовалась, повидимому, в межстадиальное время (между максимальной фазой и валдайской стадией последнего оледенения).

На глубине 1.20—2.0 м лежит гиттия с большой примесью глинистых частиц; здесь не обнаружено пыльцы, а среди макроскопических остатков отмечены остатки сосны, ели, березы, ивы, ольхи, рдеста, осоки и мхов. Можно считать, что это — зона «m», которая образовалась во время нового надвигания ледника, — повидимому, в валдайскую стадию последнего оледенения.

Верхний суглинок (на глубине 0.80—1.20 м) стратиграфически соответствует покровному суглинку водораздельных участков. В нем много пыльцы (березы, ольхи, сосны). Этот суглинок образовался, очевидно, во время таяния ледника в валдайскую стадию последнего оледенения.

Послеледниковые отложения представлены весьма молодыми образованиями — торфом и подстилающей его маломощной гиттией; тут преобладает пыльца ели.

Мы имеем здесь признаки сравнительно недавнего заболачивания леса (в субатлантическое время); на это указывают и пыльцевые данные для смежного мощного торфяника «Катин мох», пыльцевая диаграмма которого соответствует лишь самому верху нашей диаграммы. Межледниковый характер толщи, залегающей на глубине ниже 4 м, несомненен. За это говорят своеобразный состав пыльцы в толще, а главное — закономерная смена ее по зонам, соответствующим межледниковым зонам у нас и в Западной Европе (отложения «брерупского» типа — Иессена и Мильтерса, описанные для Дании и северо-западной Германии). Некоторые отклонения в составе пыльцы надо объяснить провинциальными, или местными, различиями. Данный разрез является пока единственным для Русской равнины, где кроме межледниковых отложений, встречены и межстадиальные — последнего оледенения.

Кроме скважины № 1, на территории Центрального лесного заповедника, особенно на его почвенном участке, обнаружен еще ряд (до 10) разрезов с межледниковыми отложениями, которые, однако, не столь полны.

Шурф № 1 (в низине с елово-березовым лесом)[1]

0.20 м — порошковая, «труха», преимущественно из коры деревьев и мелких веточек

[1] Шурф заложен на глубину в 4 м; ниже он углублен при помощи скважины.

0.20
(0.20—0.40) — торф неразложившийся, слежавшийся, пластинчатый, травяной (осоково-тростниковый)
0.30
(040—0.70) — торф темнобурый, разложившийся и заиленный
0.10
(070—0.80) — гиттия черная
0.40
Шурф заложен на глубину в 4 м, ниже он углублен при помощи скважин.
(0.80—1.20) — голубой суглинок средний, с редким гравием, книзу постепенно переходит в
1.20
(1.20—2.40) — гиттию темносерую (сапропелевую глину) с большой примесью минерального вещества, очень пластичную, с неясным раковистым изломом, с различимыми на-глаз растительными остатками
0.10
(2.40—2.50) — более легкий торфяно-супесчаный прослой
1.65
(2.50—4.15) — суглинок грязносерый гумусированный
1.55
(4.15—5.65) — торф слабо разложившийся, бурый, заиленный, сфагново-гипновый
0.85
(5.65—6.50) — гиттия темнобурая
0.90
(6.60—7.40) — торф черный, землистый; заиленный (образование черноольховых топей)
0.50
(7.40—7.90) — гиттия темнобурая
0.15
(7.90—8.05) — синяя глина безвалунная
0.15
(8.15—8.20) — синяя глина безвалунная с прослоем мелкого песка. Ниже — валунный суглинок.

Разрезы у дер. Зуево. Ряд разрезов межледниковых отложений обнаружен в скважинах на Зуевском геолого-разведочном участке среди депрессии; депрессия эта представляет собою древнюю озерную впадину, сильно заиленную и затем опущенную речками. Депрессия расположена среди сглаженного холмисто-моренного ландшафта предпоследнего оледенения. Колебание отметок на поверхности участка достигает 17 м.

В разрезе скважины № 107 под безвалунным суглинком в 1.7 м залегает гиттия, с прослоями торфа и песка, общей мощностью в 6 м. В основании — валунный суглинок мощностью около 9 м. Смена пород в межледниковой толще (гиттии, торфа и песка) указывает на изменения в режиме озера и на колебания количества приносившегося в него песка (заметная примесь песка в отложениях указывает на существование у озера притока, на месте верхнего течения р. Зуевки)

По определению К. И. Солоневича верхняя часть толщи, до 6 м, представляет собою сапропелевую глину. Нижняя же часть толщи является подобием намывного аллохтонного торфа, переслоенного песком. Здесь растительные остатки встречаются в сильно раздробленном состоянии.

При изучении пыльцы в указанных межледниковых отложениях Г. А. Благовещенский выделил следующие зоны: de, c, f, h.

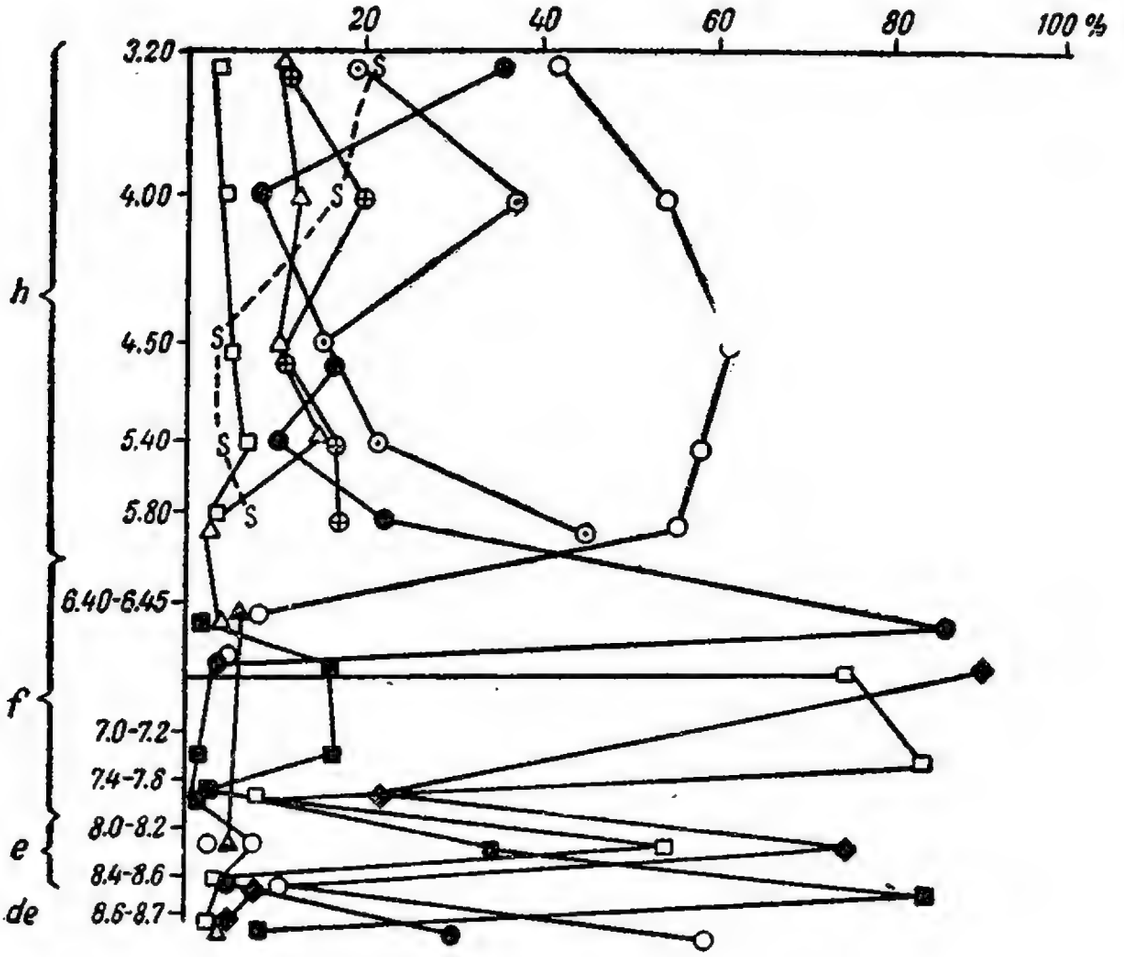
Нижняя зона (de), на глубине 8.6—8.9 м представленная гиттией, характеризуется преобладанием сосны и березы; из широколиственных пород встречается дуб.

Зона «c», на глубине 8.0—8.6 м представленная торфом с примесью песка, отличается огромным количеством (до 82%) пыльцы широколиственных пород (на пыльцу дуба падает до 69%; много — 14% — и пыльцы вяза; зато липа здесь отсутствует). Характерно отсутствие пыльцы ели.

Зона «f» на глубине 6.10—8.0 м образована двумя слоями песка, раз-

деленными прослоем торфа в 1 м. Эта зона характеризуется огромным количеством орешника (до 91%) и ольхи (до 82%); здесь появляется пыльца граба (до 5%), количество пыльцы широколиственных пород убывает до 16%.

Зона «h» на глубине 3—6 м представлена гиттией с прослоем торфа (внизу). Преобладает пыльца березы (40—60%). Заметна примесь (до 10—20%) ели, сосны и ивы; лишь вверху количество пыльцы сосны достигает 38%. Среди макроскопических растительных остатков К. И. Солоневич выделил плодики *Najas marina, Ceratophyllum demersum* на глубине свыше 6.6 м.



Фиг. 3. Дер. Зуево, скважина № 107
(условные обозначения к фиг. 3 — 6 те же, что и к фиг. 2)

Таким образом, в описанном разрезе прекрасно выражены «теплые» зоны, возникшие среди дубовых и смешанных лесов. В данном отношении это один из единичных ясных разрезов с хорошо выраженными остатками межледниковой растительности.

Неподалеку, в 40 м от описанной скважины № 107, была заложена скважина III гидрогеологическая, разрез которой сходен с разрезом скважины № 107.

Здесь сверху, под маломощным торфом, залегает безвалунный суглинок мощностью в 1.10 м, подстилаемый маломощным песком.

Ниже, на глубине 2.45—9.05 м, залегает гиттия с прослоями песка.

Верхние слои оказались немыми, нижележащая же толща содержит зоны f, g и h, возникшие в последнюю межледниковую эпоху. Внизу, на глубине 8.3—9.05 м, в зоне f преобладает пыльца орешника и ольхи; заметна примесь граба (13%), дуба и вяза (по 5%). На глубине 7.7—8.3 м пыльцы не оказалось; отсутствие ее надо отнести на счет состава породы (песок).

Зона «g» хорошо выражена на глубине 6.3—7.7 м (в гиттии), но выше на глубине 4.5—6.3 м, в глине и в песке пыльца не обнаружена.

Зона «h», на глубине 2.45—4.0 представленная гиттией, содержит преимущественно пыльцу сосны.

И в настоящем разрезе К. И. Солоневич обнаружил плодики *Najas marina* и *Ceratophyllum demersum*.

Сопоставление разрезов обеих описанных скважин и пыльцы, в них обнаруженной, показывает, насколько быстро меняется и самый разрез и содержание в нем растительных остатков; полные разрезы с хорошо сохранившимися растительными остатками редки даже при сравнительно благоприятных условиях образования межледниковых отложений.

Скважина № 107 у дер. Зуево

0 — 1 м — супесь слабо слюдистая, желтая
1.0 — 1.75 — тяжелый безвалунный суглинок, пластичный, коричневый
1.75— 2.70 — глина безвалунная, темнозеленая, пластичная, плотная, с редким мелким гравием
2.70— 4.50 — глина безвалунная, гумусированная, темнобурая (гиттия), с прослоями торфа
4.50— 6.10 — торф сильно заиленный, вверху сменяется постепенно гиттией
6.10— 6.65 — мелкий песок с редким гравием, гумусированный, темный, книзу переходит в супесь
6.65— 7.60 — торф черный, заиленный, с примесью песка
7.60— 8.00 — песок тонкий, гумусированный, темносерый
8.0 — 8.60 — торф заиленный, темнобурый, с примесью песка
8.60— 8.90 — глина вверху темносерая, книзу зеленая
8.90—17.70 — валунный суглинок, вверху зеленоватый (раскисленный при заболачивании), книзу коричневый

Скважина III гидрогеологическая (наблюдательная у дер. Зуево

0— 0.80 — торф темнокоричневый с неразложившимися растительными остатками
0.80— 1.10 — супесь светлосерая, плотная
1.10— 1.53 — суглинок безвалунный серый
1.53— 2.20 — глина безвалунная, зеленовато-серая, с растительными остатками
2.20— 2.45 — песок серый мелкозернистый, слюдистый
2.45— 4.00 — глина (гиттия) зеленовато-серая
4.00— 4.50 — песок темносерый мелкий
4.50— 5.15 — глина зеленовато-серая
5.15— 5.75 — песок мелкий серый (и темносерый)
5.75— 6.30 — глина зеленовато-серая
6.30— 7.00 — суглинок темносерый, с растительными остатками
7.00— 7.70 — супесь темносерая, с растительными остатками
7.70— 8.30 — песок темносерый
8.30— 9.05 — гиттия сильно опесчаненная, темносерая
9.05— 9.50 — глина зеленовато-серая

Разрезы у ст. Нелидово. У ст. Нелидово на Кривоносовском участке углеразведки подморенные межледниковые отложения обнаружены в скважине № 325. Здесь верхняя маломощная (в 5 м) морена прикрытая чехлом (в 1 м) тонкого песка, подстилается межледниковой толщей; последняя представлена сапропелевой глиной (5—7 м) и гипновым торфом (7—8 м). В основании здесь залегают морена, пески и алевриты.

В межледниковой толще на основании состава пыльцы можно заметить зоны «fg» и «h».

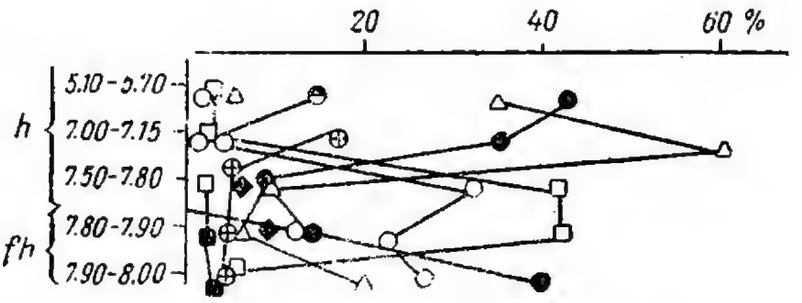
В торфе обнаружена пыльца дуба, вяза, липы, граба и орешника; здесь много пыльцы ольхи (до 42%), пыльцы же ели и сосны мало. В гиттии преобладает пыльца хвойных — ели и сосны.

И в этом разрезе состав пыльцы совсем не характерен для межстадиальных отложений, — скорее всего мы здесь имеем межледниковые отложения с плохо сохранившейся теплой зоной.

Другой разрез подморенного торфа на том же участке, в скважине № 170, имеет еще менее ясный характер, чем в скважине № 325.

Здесь сверху мы имеем довольно мощную (в 35 м) толщу отложений предпоследнего оледенения, которая заключает, повидимому, морены двух стадий, разделенные межстадиальными слоями (алевритом).

Ниже залегает толща торфа мощностью немного более 1 м, стратиграфическое положение которой не вполне ясно (см. ниже).



Фиг. 4. Нелидово, скважина № 325

В основании — флювиогляциальная толща (пески с галькой, мощностью около 7 м).

По определению К. И. Солоневича межморенный торф, повидимому, намывного характера; вверху — древесный (преимущественно из остатков ели), внизу — гипновый с остатками лесной растительности; на образование торфа в воде указывает нахождение в нем плодиков рдеста.

Пыльцы здесь почти не обнаружено: лишь на глубине 36.15—36.25 м встречено 10 пылинок (6 пылинок кедровидной сосны, 3 — ели, 1 — березы). Наоборот, макроскопических растительных остатков здесь встречено много. На глубине 35.4—36.75 м встречены остатки сосны, ольхи, реже — ивы, единично—березы и ели. В нижней части толщи — остатки только что названных пород.

Трудно определить точное стратиграфическое положение описанной толщи. Однако, учитывая достаточную мощность толщи, обилие растительных остатков в ней и, наконец, мощность и сложное («двухстадийное») строение ледниковой толщи над нею, повидимому, правильнее считать эту толщу за «остаточную» межледниковую толщу, где не сохранилось теплых зон.

Скважина № 325 — Кривоносовский участок, у Нелидова

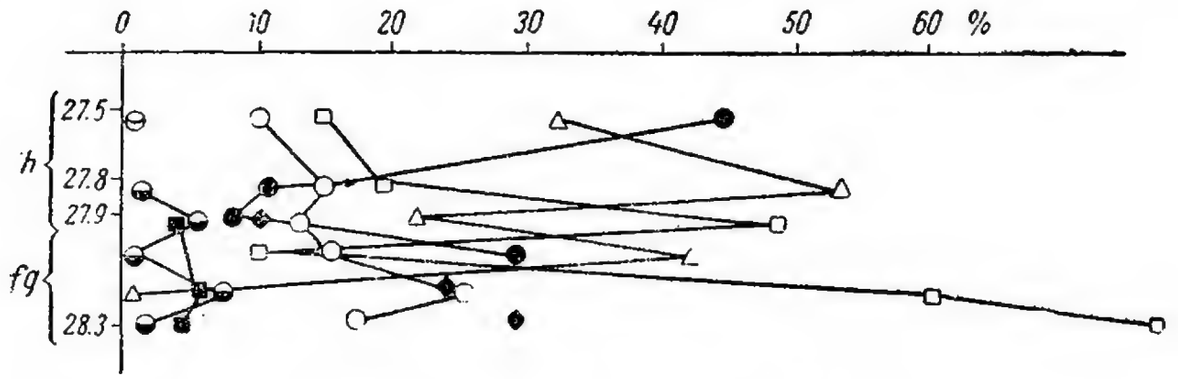
0— 1.0 — супесь желтая
1.0 — 2.70 — суглинок плотный, коричневый, с гальками и гравием кристаллических и осадочных пород
2.70— 5.10 — глина безвалунная, плотная, книзу песчаная, коричневато-бурая, с небольшим количеством галек и гравия кристаллических и осадочных пород; встречен валун гранита в 0.30 м
5.10— 7.0 — суглинок зеленовато-серый, внизу темносерый, почти черный; вверху встречаются изредка галька и гравий
7.0 — 7.15 — торф темнокоричневый с семенами растений
7.15— 7.80 — гиттия темносерая
7.80— 8.0 — торф темнокоричневый
8.0 —13.80 — суглинок с гравием и гальками изверженных и осадочных пород, коричневато-бурый, вверху зеленовато-серый
13.80—14.75— песок тонкозернистый с преобладанием мелких фракций
14.75—20.20— супесь неясно слоистая, коричневато-серая

20.20—22.40 — песок разнозернистый, с преобладанием мелких фракций, коричнево-серый
22.40—29.60 — алеврит буровато-серый; местами тонкослоистый, с гнездами мелкого песка; в основании встречена галька в 0.10 м

Скважина № 170 — Нелидово, Кривоносовский участок

0— 4.80 — суглинок с редкими гальками изверженных и осадочных пород, буровато-коричневый, внизу с гнездами и пятнами мелкого песка
4.80— 6.40 — песок мелкий серый
6.40— 7.40 — суглинок плотный, буровато-коричневый, с большим количеством галек осадочных и изверженных пород
7.40—11.80 — песок мелкий, с тонкими суглинистыми прослоями, желтовато-серый
11.80—15.40 — алеврит сильно глинистый (суглинок тяжелый), местами тонкослоистый, с тонкими прослоями песков, коричнево-серый
15.40—35.40 — суглинок валунный, плотный, коричневый, с большим количеством галек и валунов изверженных пород (до 0.30 м)
35.40—35.95 — торф с большим количеством растительных остатков хорошей сохранности
35.95—36.70 — гиттия опесчаненная, темносерая, с большим количеством растительных остатков хорошей сохранности
36.70—43.55 — песок мелкий светлосерый (с большим количеством плохо окатанных галек осадочных пород)

Разрезы у Городно. У оз. Большое Городно, к югу от г. Валдая, на геолого-разведочном участке обнаружены подморенные прослои торфа в скважинах № 4 и 16. По условиям залегания и по составу растительных остатков разрез скважины № 4 похож на описанный мною разрез на р. Поломети: подморенный торф и здесь является, очевидно, межледниковым образованием. Менее ясен в этом отношении разрез скважины № 16, где не встречается «теплых» остатков.



Фиг. 5. Городно, скважина № 4

Обе скважины заложены на высокой, полого-волнистой моренной равнине.

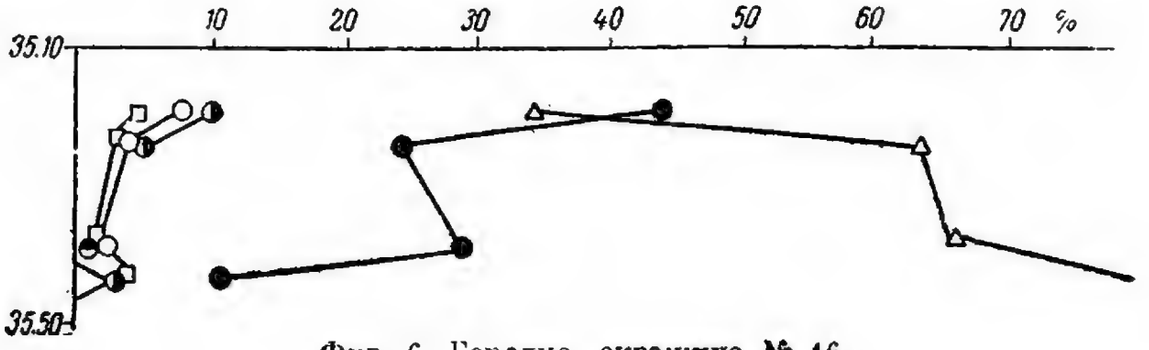
В скважине № 4 под маломощным слоем песка залегает мощная (до 18.40 м) морена, подстилающаяся безвалунной глиной мощностью в 7 м. Ниже залегает межледниковый торф; вверху (26.9—27.4 м) он сильно заилен и содержит немного растительных остатков в измельченном состоянии (преобладают обрывки листьев гипновых мхов). Ниже, на глубине 27.8—28.3 м, растительных остатков очень много (лесной торф из гипновых мхов с сильно измельченными остатками древесной растительности).

По составу пыльцы здесь Г. А. Благовещенский выделяет зоны «fg» и «h». В зоне «fg» на глубине 27.90—28.25 м преобладает пыльца ольхи (до 77%). Здесь много (до 29%) пыльцы орешника, а также заметна примесь пыльцы граба (7%), дуба, вяза и липы.

Выше в зоне «h», на глубине 26.9—27.4 м преобладает пыльца хвойных и березы; примесь же пыльцы орешника и граба очень мала.

В скважине № 16 под мореной залегает прослой торфа, который книзу сменяется сапропелевой глиной; общая мощность указанных отложений — 40 см.

Как выяснил К. И. Солоневич, сверху торф — гипновый, слоистый, намывного характера, с прослойками песка в сапропелевой глине; под



Фиг. 6. Городно, скважина № 16

торфом преобладают остатки гипновых мхов (здесь встречены также остатки *Betula nana* и *Salix phylicifolia*).

В пыльце преобладает ель, значительна и примесь сосны; можно думать, что здесь имеем лишь низы межледниковых отложений.

С многочисленными линзами подморенных торфов надо связывать образование газов, которые были обнаружены в подморенных песках при бурении.

Скважина № 4 — Городно

0— 1.25 — песок
1.25—19.40 — валунный суглинок коричнево-бурый; среди валунов преобладают изверженные породы
9.40—27.40 — глина безвалунная плотная, с мелкими гальками и с прослойками мелкого песка, коричневая
7.40—27.80 — глина безвалунная серовато-зеленая, с гумусированными темными прослойками
7.80—28.30 — торф с примесью песчаных частиц, темнобурый, с хорошо сохранившимися растительными остатками
8.30—29.75 — скопление валунов и гальки осадочных и изверженных пород
9.75—40.05 — песок среднезернистый и мелкий
0.05—42.60 — глина безвалунная коричнево-бурая, с неясной слоистостью
2.60—44.80 — глина валунная, плотная, вверху серовато-зеленая, ниже красновато коричневая; встречаются плохо окатанные галыки известняков

Скважина № 16 — Городно

0—0.20 торф черный
0.20—10.30 — глина безвалунная серая, местами с неясной слоистостью (с прослоями тонкого песка); встречаются хорошо окатанные гальки изверженных пород
0.30—10.90 — суглинок валунный коричнево-бурый, с валунами изверженных и осадочных пород (их больше у верхней границы слоя)
0.90—14.40 — глина безвалунная
4.40—27.85 — суглинок валунный коричневато-красный; книзу, на 1.5 м, серый
7.85—32.00 — песок тонкозернистый (местами переходит в алеврит) серый
2.00—33.20 — глина безвалунная
3.20—35.10 — глина валунная
5.10—35.50 — торф; вверху, на 0.15 м, переслаивание тонких прослоев глины и торфа; ниже, на 35 см, темнобурый торф (с хорошо сохранившимися остатками листьев и кусков древесины)
5.50—36.10 — глина безвалунная пластичная, с темными гумусовыми прослойками (гиттия)
6.10—39.70 — глина голубого цвета

39.70—43.80 — глина валунная, вверху коричневая, книзу серая, с большим количеством валунов изверженных и осадочных пород
43.80—46.70 — песок среднезернистый, преимущественно кварцевый, серый, вверху много валунов и хорошо окатанных галек (преимущественно изверженных пород)
46.70—48.00 — суглинок валунный серый, внизу красновато-коричневый
48.00—48.50 — песок разнозернистый, с преобладанием средних фракций, красноватый
48.50—53.15 — суглинок валунный с прослойками песка, серый, с 52 м переходит в супесь
53.15—57.45 — песок тонкий серый, с прослоями глины; встречаются небольшие окатанные валуны
57.45—85.05 — суглинок валунный, вверху красновато-коричневый, с 62.30 м—серый: на глубине 70.45 м встречен прослой нижнекарбоновой глины толщиной 5—8 см

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1947 № 10

А. М. ОВЧИННИКОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЛИН РЕК-БЛИЗНЕЦОВ БОРЖОМКИ И ЧЕРНОЙ (ГУДЖАРЕТИС-ЦХАЛИ) В ТРИАЛЕТСКОМ ХРЕБТЕ (ГРУЗИЯ)

В книге «Структурная геология[1]», геологи Виллис, касаясь формы залегания изверженных пород, упоминают о так называемых реках-б л и з н е ц а х. Это удачное названпе может быть применимо к рекам, образовавшимся в результате боковой эрозии молодых лавовых потоков, заполнивших общие отрицательные элементы древнего рельефа. В результате, с течением времени, по краям лавового потока образуются глубокие каньоны и поток превращается в своеобразное лавовое плато. Ярким примером рек-близнецов у нас в Союзе являются рр. Боржомка и Черная (в Триалетском хребте), о которых я ранее упоминал в небольшой заметке по террасам Боржоми (5). Как мы увидим далее, кроме внешнего морфологического родства, реки имеют между собою весьма тесную внутреннюю связь.

Боржомский район является одним из лучших курортных мест Союза и обладает исключительными природными данными. Аналогично американским паркам, он вполне может быть назван «Интернациональным парком» и представляет большой интерес для естествоиспытателя и туриста.

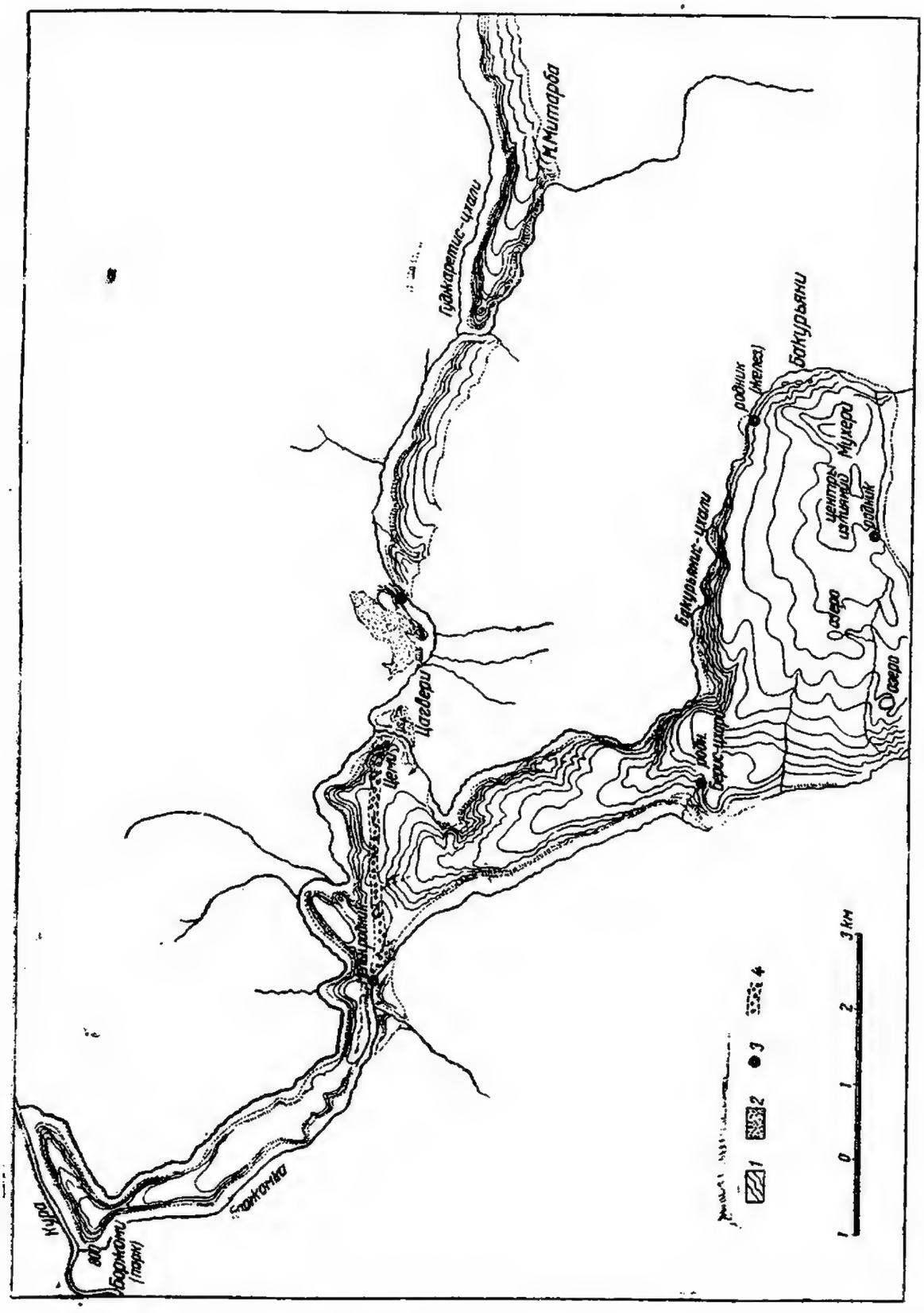
В течение ряда лет мне пришлось работать в Боржомском районе по детальному изучению минеральных вод и решению инженерно-геологических и гидрогеологических вопросов, связанных с курортным строительством. При этих работах накопился большой материал по геоморфологии района, часть которого, касающаяся характеристики рек-близнецов, излагается в настоящей статье.

Моя задача облегчена тем, что в 1933 г. вышел из печати довольно обстоятельный геологический и геоморфологический очерк Боржомского района Б. Ф. Мефферта, к которому я отсылаю всех интересующихся подробностями геологического строения (4).

Для иллюстрации я привожу схематический план Боржомского района, где выделены важные для нас геоморфологические элементы — лавовые потоки и речные долины (фиг. 1); рельеф же коренных третичных пород не показан — для более ясного изображения лавовых потоков. Хорошо выражена скульптура двух крупных потоков: Бакурьянского, излившегося из кратера у с. Бакурьяни, и Гуджаретского, излившегося из более восточных участков — у с. Большие Тонеты. По мнению Б. Ф. Мефферта, второй поток излился непосредственно с Ахалакалакского плато, из вулкана Тавкотели. Эти потоки заполнили крупную широтную эрозионную долину р. Гуджаретис-цхали, впадающую справа в главную долину р. Куры. Устьевая часть современной р. Гуджаретис

[1] B. Willis and R. Willis. Geologic structures. 2-d ed. New York, 1929.

получила название р. Черной. Коренные склоны долины сложены туфогенными плотными породами, смятыми в ряд разорванных складок, в ядрах которых обнажается мергельно-песчаная флишевая толща палеоцена. Рельеф обратный — синклинали представляют скалистые гребни среди альпийских лугов (например Ломис-мта-Гвиргина).



Фиг. 1. Карта современной скульптуры Бакурьянского и Гударетского лавовых потоков

Условные обозначения: *1*. Современная поверхность лавовых потоков (рельеф коренных пород не показан). *2*. Озерные отложения (на участке Цагери). *3*. Пресные родники, приуроченные к лавам и лавовым брекчиям. *4*. Предполагаемое погребенное русло р. Гударетки на участке Цагери-Цеми — р. Боржомка

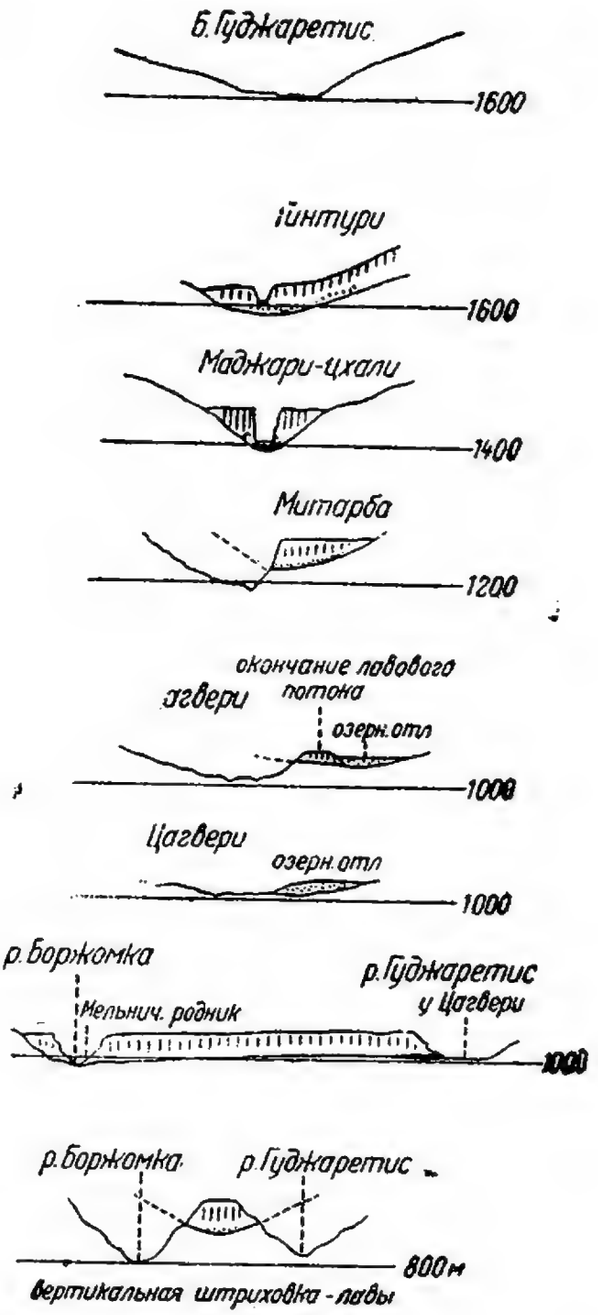
Вполне естественно, что излияние лавовых потоков наложило свой отпечаток на строение речных долин, изменив первоначальную гидрографическую сеть района. Последующий размыв произвел большое усложнение в системе рек и боковых балок. Излияние лав происходило неравномерно, сопровождалось нагромождением лавовых брекчий, и под потоками оказались погребенными речные отложения древних долин.

Обращает внимание на себя то, что на участке Цагвери имеется перерыв между лавовыми потоками, отчего долина имеет расширенный характер, а вместо лав наблюдаются песчано-глинистые озерные отложения. Это свидетельствует о том, что лавовые потоки служили в ряде мест подпрудами. По озерным отложениям и террасам можно реконструировать очертания послелавовых водоемов. В лавах хорошо выражена система отдельностей, располагающаяся закономерно по отношению к поверхностям охлаждения и направлению течения потоков. Детальное изучение системы отдельностей и анализ всех фактов, связанных с течением лав, позволил довольно точно разобраться в истории развития долины р. Гуджаретис в Боржомском районе.

Изучение расположения лавовых потоков имеет и практический интерес с гидрогеологической точки зрения. В силу трещиноватости лав атмосферные осадки легко проникают под лавы, циркулируют по брекчиям и погребенным речным отложениям и в ряде мест, при условии дренажа, дают выходы мощных пресных родников.

Для сравнения современных долин рр. Черной (Гуджаретис) и Боржомки мною составлены два продольных профиля и ряд поперечников, по которым можно судить о расположении лавовых потоков (фиг. 2, 3)

Верховья рр. Черной (Гуджаретис-цхали) и Боржомки располагаются вне лавовых излияний и питаются родниками и ручьями со склонов туфогенных коренных пород. Врезание русел в лавовые потоки происходит у с. Гинтури для р. Гуджаретис и к западу от Мухерского кратера, у так называемой площадки Сакочави, для р. Боржомки. В последнем участке встреча рекой препятствия вызвала озеровидное расширение долины и заболачивание. Отражение этого явления несет вся Цихис-Джварская долина. Далее р. Боржомка весьма резко, в виде клюфты, врезается в лавы, образуя большие водопады. В этом месте имеется большой циркообразный обвал андезитовых скал, который подпрудил русло реки. На склонах наблюдается оползание андезитовых скал.[1]

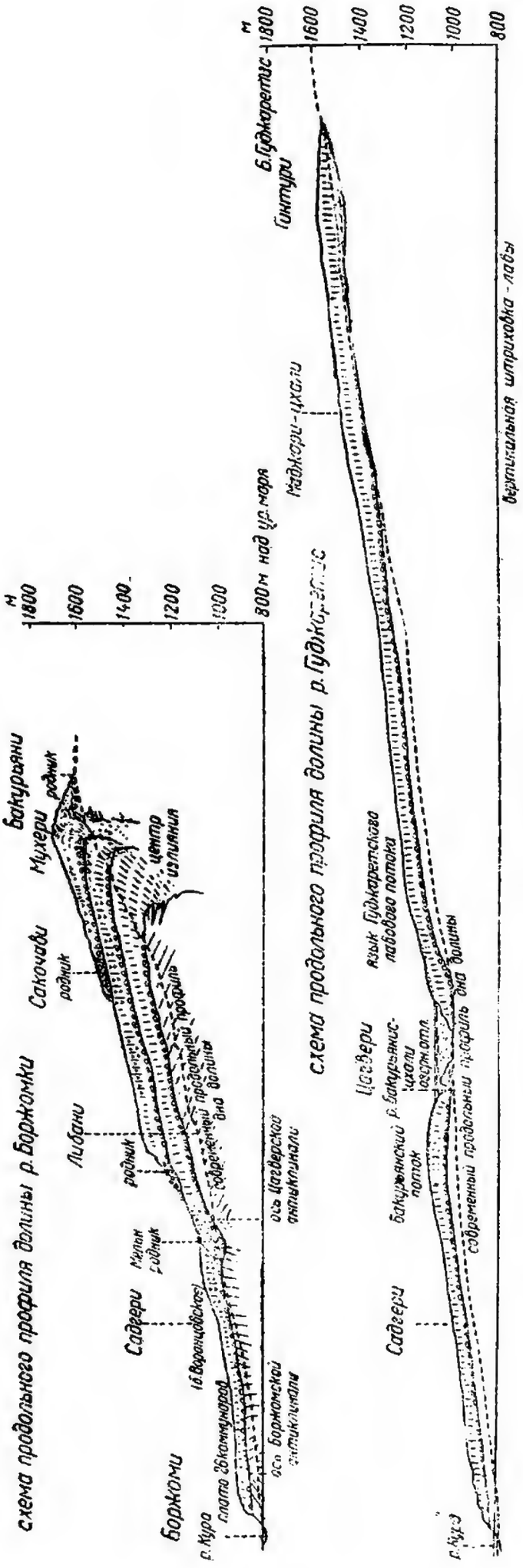


Фиг. 2. Поперечные профили

Участок от ст. Сакочави до Садгери дает уже дренированную подошву лав, причем здесь отмечается не один, а несколько второстепенных лавовых потоков, наслоенных друг на друга.

Наиболее интересный участок находится между с. Тба и Садгери,

[1] Как раз на данном участке расположена небольшая дамба, частично захватывающая р. Боржомку для водопровода.



Фиг. 3.

1. Схема продольного профиля долины р. Боржомки. 2. Схема продольного профиля долины р. Гуджаретис

в том месте, где появляется мощный Мельничный пресный родник. Мы здесь попадаем в древнее, долавовое русло р. Гуджаретис-цхали. Современное русло р. Боржомки прорезает нагромождение лав и брекчий, оставляя на левом берегу р. Боржомки небольшой участок. Залегание лав здесь весьма прихотливо, — наблюдается интересная картина локализированной складчатости (фиг. 4). С элементами первичной неровности лав, в виде круто наклонных пластов туффитов южного крыла Боржомской антиклинали, встретивших преграду, связано образование озерного водоема у с. Тба, с длинной осью до 250 м и короткой — 150 м. Эта неровность выполнена озерными глинистыми образованиями мощностью до 20 м. В центральных частях водоема постоянно скопляется вода, дренируемая искусственной канавкой. На разрезах видно, что питание Мельничного родника может происходить за счет фильтрации вод р. Бакурьяниси-цхали и частично за счет р. Гуджаретис-цхали у Цагвери.

Картина строения долины от Садгери до Боржоми более проста. Подошва лав располагается на 20—50 м выше современного русла. В долине р. Куры наблюдается ступенчатое окончание лавового потока (фиг. 5).

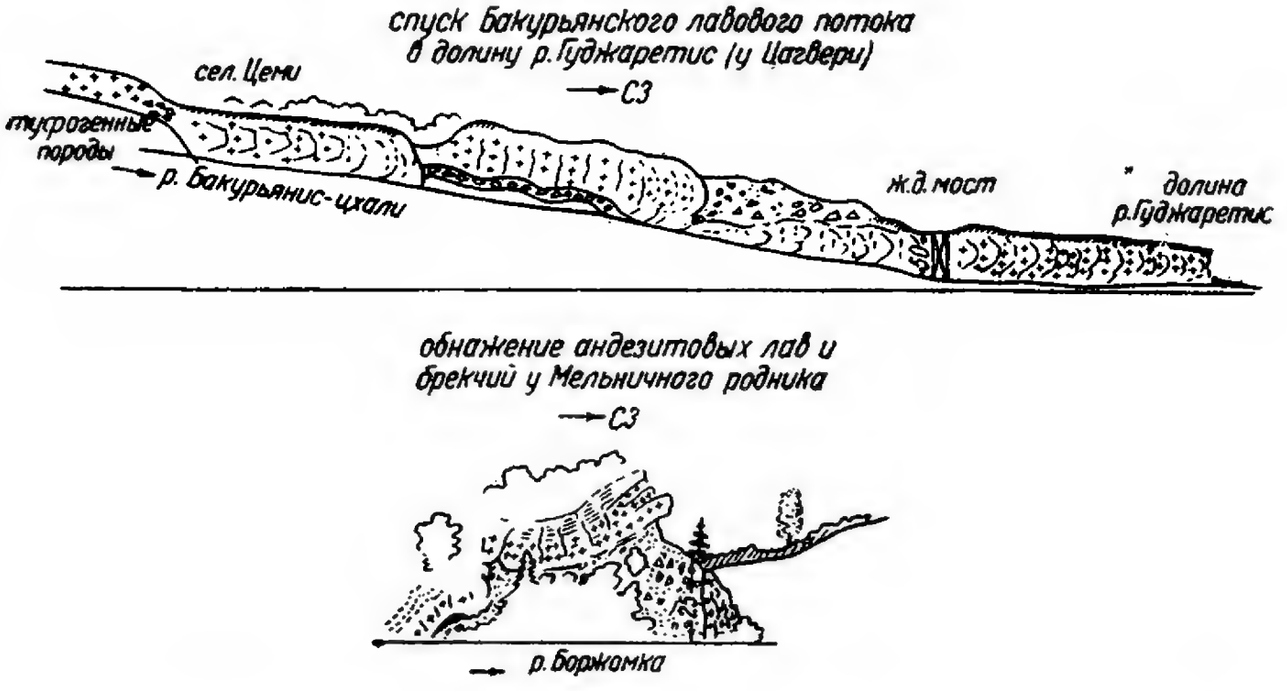
Продольный профиль р. Гуджаретис-цхали дает (фиг.3) два лавовых потока, разделенных озерными отложениями у Цагвери. Гуджаретский поток является дренированным, за исключением верхнего участка у с. Гинтури — Маджарис-цхали, где происходит постепенное врезание современного русла реки в толщу лав. Река врезается вторично в лавы, не до-

ходя до древнего русла у западного окончания лавового потока (у Цагвери). Это место носит название «Каменные ворота» (фиг. 6).

Озерные отложения Цагвери, вскрытые в ряде естественных и искусственных выемок, занимают довольно обширную площадь. Взаимоотношение современной долины, лавовых потоков и озерных отложений показано на разрезе у с. Цагвери (фиг. 2).

Песчано-глинистые озерные отложения, местами тонкослоистые, местами напоминающие ленточные глины и косослоистые пески, в краевых частях озера являются весьма наглядным примером оползания осадков (фиг. 7).

У железнодорожного моста через р. Бакурьянис-цхали наблюдаются те же озерные отложения, прижатые к Бакурьянскому лавовому потоку. Река Бакурьянис-цхали прорезает край последнего, отделяя так называемую Кечхобскую террасу.



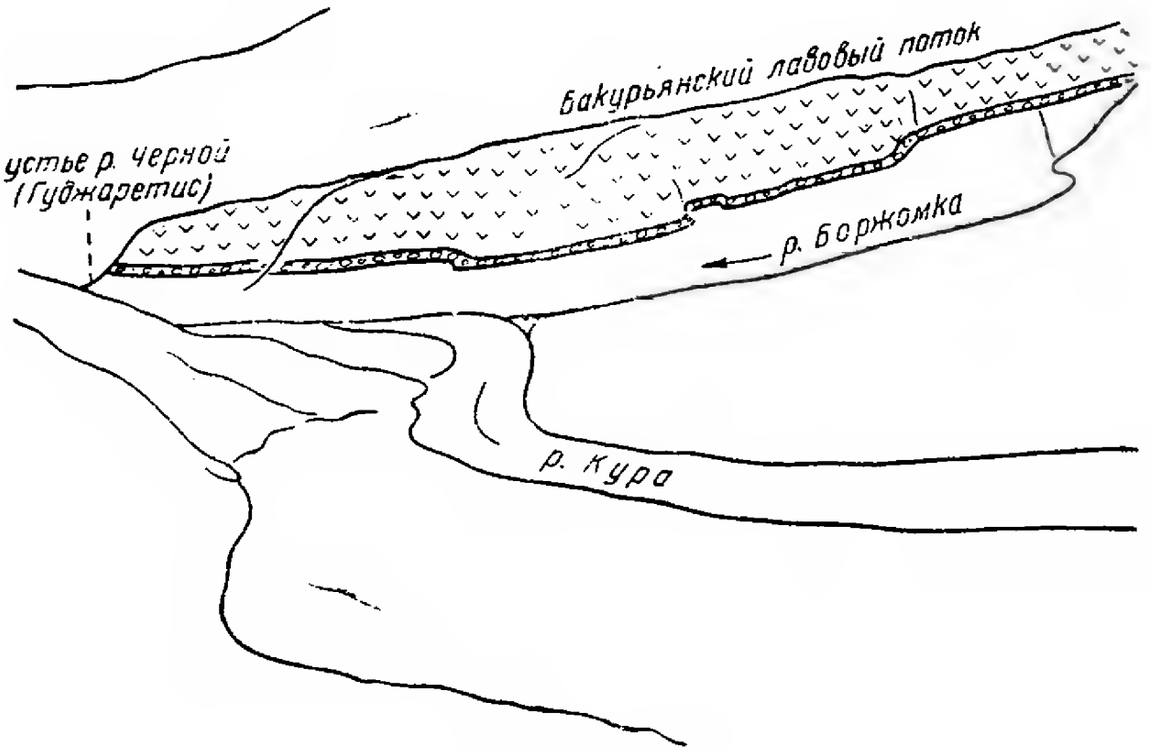
Фиг. 4.

1. Спуск Бакурьянского лавового потока в долину р. Гуджаретис (у Цагвери). 2. Обнажение андезитовых лав и брекчий у Мельничного родника

По правому склону Бакурьянис-цхали наблюдается превосходный разрез, спускающийся из бакурьянского очага лавового потока. Участки лав чередуются с нагромождениями яркокрасных лавовых брекчий. Разрез этот не оставляет никаких сомнений относительно того, что Боржомский поток представляет непосредственное продолжение Бакурьянского (фиг. 4).

Резкий спуск Бакурьянского лавового потока от Либани до Цеми вызывался крутой боковой балкой, впадавшей в древнюю долину р. Гуджаретис. Выход мощных плотных андезитовых покровов, заключенных в палеогеновых породах, образует водораздельный гребень Шуглиат-Убани. Возможно, что до излияния лав не было поперечной долины, полностью пересекающей хребет, и лавы просто перевалили через хребет в том месте седловины, где только намечалось пропиливание хребта.

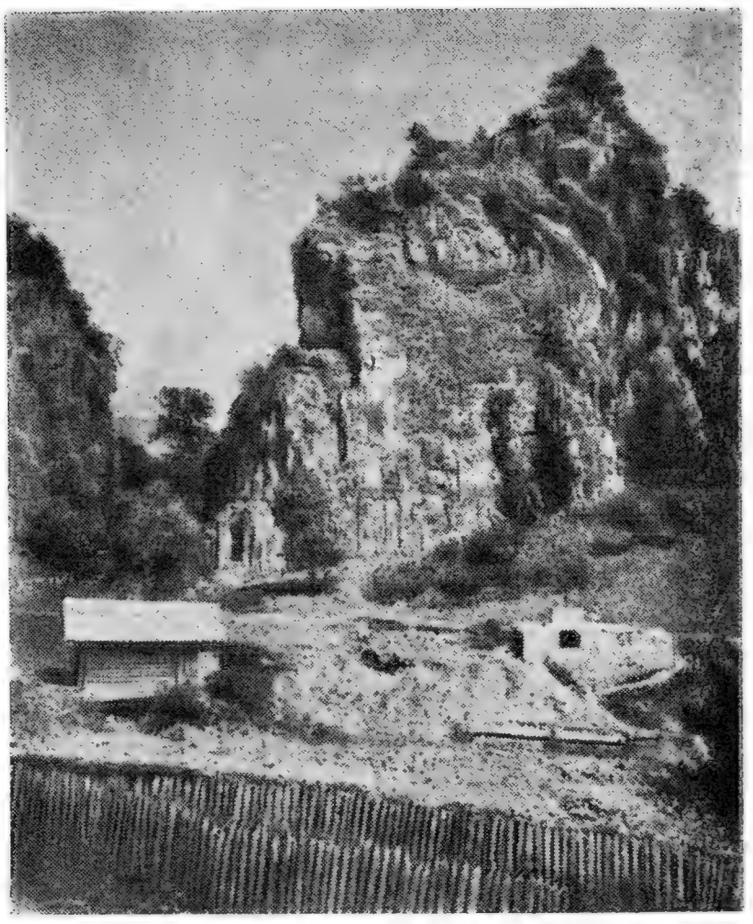
В свете изложенных фактов картина боржомских лавовых потоков нарисованная Б. Ф. Меффертом (4), не вполне согласуется с действительностью и поэтому нуждается в коррективах. Изложим главнейшие, с нашей точки зрения, неточности.



Фиг. 5. Язык Бакурьянского лавового потока в долине р. Куры у Боржоми (плато 26 коммунаров, бывш. Воронцовское). Внизу фотография, вверху поясняющий ее схематический перспективный чертеж

1. «Лавовый поток Пиклос-сери в ущелье р. Боржомки (между Садгери и Тба) непосредственно упирается в Воронцовский лавовый поток (следующий к Боржому), который обходит его с севера». Мы уже указывали, что на данном отрезке имеется просто участок Бакурьянского потока, усложненный смятием и отрезанный современным руслом р. Боржомки.

2. «От ст. Либани к Тба и Цеми лавовый поток спускается заметным крутым уступом к значительно более низкому лавовому плато Цеми. По этому уступу следует спуск железнодорожной линии между ст. Либани



Фиг. 6. Язык Гуджаретского лавового потока у Цагвери («Каменные ворота»)

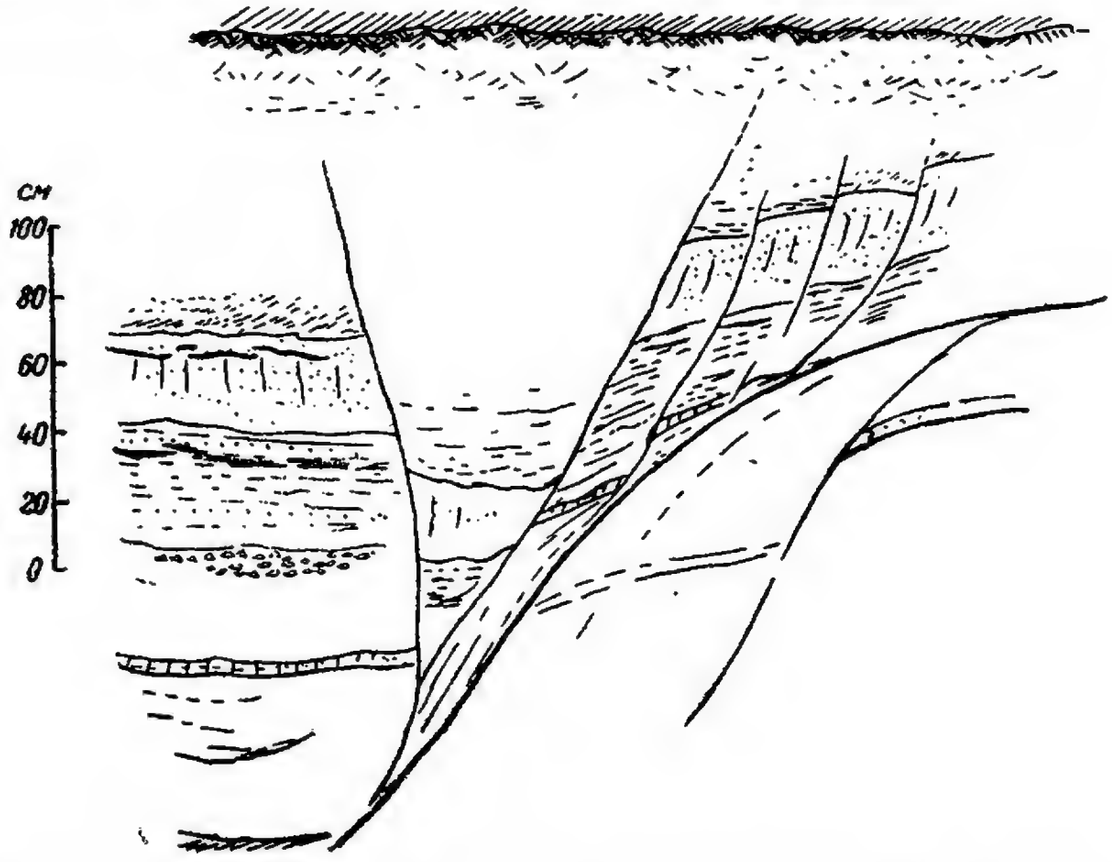
и Тба. В этом уступе Бакурьянского лавового потока, возвышающегося над лавовым плато Цеми, довольно трудно видеть естественный конец этого потока, который, как и упомянутый выше поток Пиклос-сери, несомненно, доходил до древнего ущелья Гуджаретис-цхали, где и остановился. На него наложен позднейший лавовый поток, продольный по Гуджаретис-цхали. Следует признать Бакурьянский лавовый поток (от Сакочави до Либани и Тба) также более ранним относительно Воронцовского лавового потока, который на плато у Цеми окаймляет первый с северной стороны».

Для вышеприведенных рассуждений не имеется достаточно убедительных доказательств. Собранный нами материал скорее свидетельствует об обратном возрастном соотношении отдельных потоков (фиг. 3).

3. «Я не могу разделить ни мнения К. К. Фохта о том, что возвышенности Дбазели (западный покров) и Схирмос-кеди (восточная часть) являются эксплозионными центрами, ни предположения Н. Н. Смирнова о нескольких центрах Бакурьянского лавового излияния. Совершенно неосновательным является мнение последнего автора, ничем не подтверждаемое, об излиянии большинства лав области Бакурьяни и Цхра-

цхаро по сбросовым трещинам... Дизъюнктивные проявления не имели места в послетретичное время, а принадлежат более ранней орогенической фазе».

В статье я преднамеренно не затрагивал подробностей геологической структуры палеогеновых коренных пород и вопроса образования кратеров излияния Бакурьянского и Гуджаретского лавовых потоков. Но нельзя согласиться, что они могли проявиться вне связи с определенными тектоническими нарушениями. Ослабленные зоны, получившиеся в зонах крупных разрывов неогенового времени, вполне могли дать, при тектонических подвижках четвертичного периода, условия, благоприятные для излияния. Тем более, что участок к югу от разрыва представляет довольно



Фиг. 7. Оползание озерных песчано-глинистых отложений (Цагвери)

резко опущенную полосу пород, среди которых встречаются более молодые горизонты эоцена и даже олигоцена. Активной роли движений послетретичного времени в вулканических процессах не отрицает и и Б. Ф. Мефферт.

4. «Значительную форму проникновения лавовых излияний в область Триалетских гор представляет лавовый поток от вулкана Тавкотели в долину Гуджаретис-цхали... Изгиб долины Гуджаретис-цхали к югу от Цагвери обусловливает полукилометровый перерыв в лавовом покрове, и далее от Цеми лавовый поток следует непрерывно между параллельными ущельями Боржомки и Черной речки мимо Тба, огибая с северной стороны лавовые потоки Бакурьянский и Пиклос-сери, принадлежащие, как выше указано, другим, разновременным, предыдущим лавовым излияниям. Описываемый лавовый поток далее следует через Садгери до Боржома и с резким поворотом на NE по направлению древнего ущелья Куры заканчивается у ст. Боржом.... Громадное протяжение лавового потока Гуджаретис — Боржом составляет его большую особенность».

В действительности же Гуджаретский поток заканчивался у Цагвери; поэтому вывод Б. Ф. Мефферта не является правильным.

5. «К востоку от Цеми, около петли железнодорожной линии и моста на р. Бакурьянке, видны слоистые пески и галечники древнего аллювия от запруживания Гуджаретис-цхали у Цагвери, повидимому лавовым потоком, спускавшимся с Бакурьянского плато. Этот аллювий покрывается лавами позднейшего продольного потока по Гуджаретис-цхали».

Напомним, что эти слоистые озерные образования всюду налегают на лавы и нигде не перекрываются ими: они их моложе.

В заключение мне хотелось бы высказать несколько соображений о возрасте террас лавовых излияний Боржоми. К. Н. Паффенгольцем довольно подробно разработана стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении (6). Им установлена приуроченность лавовых потоков к речным террасам. Всего выделено пять типов лав:

Тип А — базальты и андезито-базальты — доледниковые,
» В — андезито-базальты и андезиты — гюнц-миндельская межледниковая эпоха,
» С — андезиты — миндель-рисская межледниковая эпоха,
» D — базальты и андезито-базальты—рисс-вюрмская межледниковая эпоха
» Е — андезиты — современная эпоха.

К. Н. Паффенгольц делает вывод, что «излияния лав должны были происходить с наступлением потепления климата, т. е. в самом начале углубления долины, а последнее связано с поднятием горной области. Отсюда логически вытекает заключение, что при сводообразных поднятиях возникли тектонические нарушения, которые являлись путями для поднятия андезито-базальтовой магмы». К. Н. Паффенгольц ссылается на работу Вальтера Клюпфеля (2) (на расчленение лавовых излияний западногерманской области на основе точного геоморфологического и геологического анализа района).

Б. Ф. Мефферт затрудняется точно определить возраст боржомских террас и излияний. В своей работе он пишет: «Эпейрогеническим колебаниям этой (т. е. Сомхетской) плиты в послетретичное время и принадлежит, вероятно, основная причинная роль в происшедших вулканических излияниях, а в области контакта этой кристаллической плиты с палеогеновой системой Триалет и Аджаро-Имеретинского хребта особенно вероятны разломы». «В данной горной области Куры вследствие узости речных ущелий почти отсутствуют террасы древнего аллювия. Лавовый поток по Гуджаретис-цхали не дает каких-либо указаний, кроме общего, состоящего в том, что оро-гидрография этой речной системы перед лавовым излиянием была довольно близка к современной».

«Имеющиеся данные по гипсометрии и состоянию лавовых потоков в некоторых пунктах описываемой области позволяют допустить следующие величины углубления эрозии в периоде рассматриваемых андезитовых излияний: после Либанского лавового потока на 200 м (р. Боржомка), после Боржомского потока на 20 м (р. Кура), после Бакурьянского потока на 50 м (р. Боржомка). Если руководиться данными высоты террас Рионской долины, из которых вюрмская терраса не ниже 25—30 м, то более вероятно, что лавовые потоки Боржомского района, являясь вообще послеледниковыми, по времени принадлежат к послевюрмской эпохе».

Случайные цифры соотношения лавовых потоков и современной эрозионной кривой не могут считаться критерием правильного представления о развитии рельефа. Это особенно справедливо для горных и геологически сложно построенных участков. Если учесть еще осложнения рельефа лавовыми излияниями, как это имеет место для Боржомского

района, станет ясным, что только детальный геоморфологический анализ дает возможность правильно осветить историю того или иного участка. Отметки долавовой террасы местами располагаются выше современного уровня на 50—60 м, местами же ниже на несколько метров (более 10 м). Тем более нельзя, в целях установления возраста, сравнивать отметки террас совершенно различных районов, другого геотектонического элемента, где колебательные движения могут иметь противоположный знак. В частности, расположение вюрмской террасы в долине Риона не ниже 25—30 м над уровнем реки еще далеко не говорит за послевюрмский возраст лавовых излияний Боржомского района.

Я полагаю, что те определения возраста террас, которые мною сделаны еще в 1932 г., являются правильными. Миндельская терраса располагается выше современного русла более чем на 100 м и констатирована, главным образом, в долине р. Куры. В долине р. Гуджаретис она прощупывается с трудом, и следы галечников можно найти лишь при весьма детальном обследовании. В своей статье о террасах Боржоми я отмечал ошибочность мнения, что Боржомский лавовый поток создал большую преграду для р. Куры и вызвал образование галечников на высоте более 100 м над современным руслом.

Исследования В. П. Страхова и С. И. Лукашевича (3) в бассейне верхней Куры подтверждают точку зрения, что верхняя терраса прослеживается не только на участке Боржоми, но и на большом протяжении всей долины Куры.

С. С. Кузнецов (1) для Аджаристана (берег Черного моря) выделил шесть террас на отметках: I — 15 м, II—30—40 м, III—96 м, IV—120 м, V—180 м и VI—240 м.

Подлавовая терраса скорее всего может быть рисского времени, хотя точных доказательств пока еще не имеется. Максимальные эпейрогенические движения четвертичного периода мы связываем с рисс-вюрмской межледниковой эпохой, когда произошло измятие лав Бакурьянского и Гуджаретского потоков. По химическому анализу лавы Боржомского потока более кислые, чем лавы D (андезито-базальты), принятые К. Н. Паффенгольцем для рисс-вюрмской эпохи Армении, но расположение последних над уровнем рек до 120 м, при мощности потока до 60 м, весьма близко к тому, что имеется в Боржомском районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов С. С. Аджаро-Триалетская складчатая система. Изд. АН СССР, 1937.
2. W. Klëpfel. Die Bedeutung der Reliefgenerationen für die Vulkangebiete. Geol. Rundschau, H. XXI, 1930, SS. 151—163.
3. Лукашевич С. И. и. Страхов В. П. Гидрогеологический очерк долины Верхней Куры. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Куро-Араксинского бассейна, вып. 5. Закгипровод, Тифлис, 1933.
4. Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржома и Бакурьяны между Карельской долиной Куры и Ахалакалакским лавовым нагорьем. Труды Союзгеоразведки, вып. 303, 1933.
5. Овчинников А. М. Заметка о террасах Боржома. Изв. Гос. географич. о-ва, т. XV, вып. 1, 1933.
6. Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Росс. мин. о-ва, ч. IX, № 2, 1931.

П. И. НИКОЛАЕВ

О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ АНТРОПОГЕНА

Одним из основных и вместе с тем труднейших вопросов четвертичной геологии является проблема нижней границы антропогена. Этому вопросу посвящена многочисленная литература (2, 3) и даны самые разнообразные решения. Достаточно сказать, что некоторые исследователи опускают эту границу в палеоцен, проводя ее в основании морского акчагыла (С. А. Ковалевский); другие значительно поднимают ее, проводя в основании рисского века (6, 7). Поэтому каждое новое соображение по данному вопросу представляет большой интерес. С этой точки зрения интересна недавно появившаяся статья английского геолога Пилгрима (G. E. Pilgrim) под названием «Нижняя граница плейстоцена в Европе и Азии» (12).

Как известно, было предложено немало принципов для отделения антропогена от плиоцена. Наибольшей и заслуженной известностью пользуется палеонтологический принцип, выдвинутый Огом (E. Haug) (10), поддержанный Хопвудом (A. T. Hopwood) (8) и разделяемый многими советскими исследователями, например Г. Ф. Мирчинком, А. Н. Мазаровичем (4), В. И. Громовым (1, 2) и др.

Э. Ог и Хопвуд среди фауны млекопитающих произвольно выбирают несколько важных и широко распространенных типов, считая, что они одновременно появились во всех частях Европы. Такими родами млекопитающих явились *Leptobos*, *Elephas* и *Equus*. В это же время наблюдается вымирание ряда родов и видов, широко распространенных в плиоцене. Исчезают, например, *Mastodon*, *Hipparion* и многие другие. Это изменение фаунистического комплекса млекопитающих и дает право проводить нижнюю границу антропогена. Однако данный принцип оказывается применимым только для Европы, так как в других странах смена фауны происходила, повидимому, иначе.

Пилгрим (12) должен был руководствоваться не только этим важным принципом. Разрешая указанную проблему, он оперировал данными, относящимися к трем категориям: 1) климатическими, 2) фаунистическими и 3) геологическими, беря их в комплексе. Рассматривая данные категории, Пилгрим приходит к следующим выводам.

Связанное с климатическими изменениями оледенение, которое большинством авторитетных ученых рассматривалось как основное различие между плиоценом и плейстоценом, не может явиться решающим аргументом, так как во многих частях Европы и Азии ледник по тем или иным причинам отсутствовал. Таким образом, данная категория фактов имеет ограниченное значение.

В фаунистическом отношении, очевидно, большую ценность (в связи с предыдущей категорией фактов) для целей корреляции должны иметь

такие формы, которые представляют доказательства более холодного климата. Большое значение имеет и фауна, которая таких доказательств не дает.

Нельзя сомневаться в том, пишет Пилгрим, что во время ледникового периода происходили частые миграции млекопитающих в соответствии с временными улучшениями климата, но часто эти миграции происходили в течение такого короткого отрезка времени, что их нельзя разграничить стратиграфически.

По общепризнанному мнению, указывает Пилгрим, считается, что подобная миграция не влияла на характер фауны млекопитающих Европы в целом, продолжавшей изменяться постепенно, по признанным законам эволюции или через миграцию из других частей света, хотя эпоха максимального оледенения, очевидно, играла большую роль в исчезновении млекопитающих Европы в позднейшем плейстоцене. Приблизительно в это же время можно отметить такие же изменения фауны млекопитающих в Африке и Азии, хотя эти изменения и не могли быть вызваны непосредственно оледенением. Тем не менее, изменение фауны, связанное с физико-географическими причинами, неоднократно отмечается. Например, показательно в этом отношении полное изменение фауны млекопитающих в Европе в понте. Это изменение считается наиболее убедительной границей между миоценом и плиоценом (11). Однако такого внезапного изменения не происходило в Индии: фауна млекопитающих Чинжи постепенно переходила в фауну Лок-Батана. Отмечается большое изменение фауны в Китае между временем Нихован и Чжоу-коу-тянь (13). Богатая фауна Виллафранкских отложений в Европе претерпела значительные изменения до времени лесных отложений Кромера, относящихся к гюнц-миндельскому времени. Во всех этих случаях, однако, подчеркивает Пилгрим, остается неясным, было ли изменение вызвано климатическими причинами, или естественной эволюцией фауны «in situ», или миграцией новых форм из других областей. В этом отношении кое-что могли бы дать промежуточные фауны, которые во многих случаях остаются для нас неизвестными. Надо заметить, что вопросом изменения фаунистического комплекса на территории СССР в настоящее время успешно занимается В. И. Громов (2).

Последняя категория геологических фактов состоит в свидетельствах тектонической активности, коррелирующейся с началом похолодания или оледенения. По Пилгриму, такие доказательства встречаются в Индии и в Китае.

Рассматривая ряд фактов, Пилгрим приходит к выводу, что в пределах Индии подъем и диастрофизм начались и продолжались во весь период времени отложения валунного конгломерата (табл. 1). Пилгрим разделяет мнение, что между большими движениями земной коры и изменениями климата существует тесная связь. Он соглашается с мнением Хопвуда (9), который подчеркивает значение движений земной коры в климатических и фаунистических изменениях (подкрепленных данными по Индии и Африке), и с наблюдениями Де-Терра и Патерсон (7), отмечающими зависимость плейстоценового оледенения от «диастрофического характера подвижного горного пояса», которая недостаточно распознана в других областях и очень близка к зависимости, найденной в Центральной Азии и Альпах.

В результате анализа всех трех категорий фактов, среди которых, пожалуй, палеонтологический являлся ведущим, по разным районам Европы, Индии и Китая, чему посвящена большая часть статьи, Пилгрим дает свою схему сопоставления, представленную на таблице.

Корреляция плио-плейстоцена в Европе и Азии *Таблица 1*

	Альпы	Восточная Англия	Суссекс	Германия	Франция	Северная Италия	Южная Италия	Кашмир	Индия и Субгималаи	Китай
Плейстоцен	Второй интергляциал	—	—	—	—	—	—	Слои верхн. Каревы	—	—
	Миндель	—	—	Оледенение Эльстер	—	—	—	Гравии и морены Каревы	Нарбадские отложения Верхневалунный конгломерат	—
	Первый интергляциал	Кромерские лесные отложения	—	Мауэр Мосбах	—	—	Сицилийские слои	Слои нижн. Каревы	Нижневалунный конгломерат	Чжоу-коу-тянь
	Гюнц	Вейбурн до Красного крага	Пильтдаун	?	Сент-Прест	—	—	Спорадические морены	Бейнские валунные отложения	—
Плиоцен	—	Корралинский краг	—	—	Перрье Сенеза	Валь д'Арно (Виллафранкские слои)	Калабрийские слои	—	Пиниор	Нихован
	—	—	—	—	Рокканейский Монпеле	Астианский ярус	—	—	Татрот	Отложения в ЮВ Шанси с *Antilospira*, *Mastodon borsoni*
	—	—	—	—	—	Плезансанский ярус	—	—	—	—
		—	—		Мон-Леброн (Понтический)	—	—	—	Лок-Батан	Красные отложения с *Hipparion*
	—	—	—	Верхний миоцен континентальной Европы				—	Нагры Чанджи	Тун-Гур

Пилгрим приходит к выводу, что Пиниорские отложения в Индии представляют доледниковые образования, фаунистически наиболее близко соответствующие Виллафранкским слоям Северной Италии. После отложения Пиниорских слоев начались интенсивные движения земной коры. Их начало считается автором связанным с основанием плейстоцена.

Аналогично этому, по Тейлярду (13),[1] в Китае между Нихованскими слоями, корреляция которых с Виллафранкскими в Европе и Пиниором в Индии очевидна, и Чжоу-коу-тяньскими отложениями произошли большие эпейрогенические движения, целиком изменившие топографию Китая. Такие важные, далеко распространяющиеся тектонические движения, связанные с параллельными изменениями климата и полной переменой фауны млекопитающих, логично позволяют проводить границу между плиоценом и плейстоценом.

Таким образом, пересматривая корреляцию новейших отложений в Европе и принимая во внимание данные всех трех перечисленных выше категорий, Пилгрим склонен рассматривать Виллафранкские и эквивалентные им отложения в Европе, Пиниорские в Индии и Нихованские в Китае как верхний плиоцен, а отложения Красного крага Англии, Сент-Прест Франции, основание индийского валунного конгломерата и Бейнские валунные отложения как немного более поздние, современные донецкому оледенению и относящиеся к нижнему плейстоцену.

«К сожалению, — добавляет Пилгрим, — при этом мы лишаемся удобного палеонтологического критерия Ога и Хопвуда для отграничения плиоцена и плейстоцена, но я не думаю, что подобное соображение должно перевесить геологические и климатические критерии, которые a priori очень склонны быть синхроничными по северному полушарию. Согласно моим взглядам, три поколения *Leptobos*, *Equus* и *Elephas* пришли в Европу в верхнем плиоцене, может быть, даже позднее своего первого появления в Индии» (12).

Не беря на себя рассмотрения излагаемой работы Пилгрима с точки зрения правильности стратиграфических сопоставлений, мы обращаем внимание на метод, с которым автор подходит к разрешению этой сложной проблемы. Комплексный учет различных категорий фактов: палеонтологических, климатических и тектонических, заслуживает очень большого внимания. Осторожное применение его на огромных пространствах Азиатской части СССР, мне кажется, позволит не только проводить границу плиоцена и антропогена, но и построить сравнительную стратиграфию новейших отложений. Нужно больше внимания уделять новейшей тектонике и более тщательно увязывать ее с местными — частными — стратиграфическими схемами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Матер. по четвертичн. периоду. ГГУ, Советская секция INQUA, 1936.
2. Громов В. И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих. АН СССР. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, т. II, 1939.
3. Жирмунский А. М. Вопрос о нижней границе антропозоя и некоторые другие вопросы синхронизации антропозойских отложений. Труды 2-й междунар. конфер. АИЧПЕ, вып. I, 1932.
4. Мазарович А. Н. Историческая геология.
5. Рейнгард А. Л. Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Бэку и А. Пенку и оледенение Кавказа. Матер. по четвертичн. периоду. ГГУ, Советская секция INQUA, 1936.

[1] Реферат этой работы помещен ниже, в разделе «Библиография». (*Прим. ред.*)

6. Beck P. Ueber das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. Eclogegeologische Helwetia, vol. 26, 1933. № 2.
7. De Terra H. and Patersson T. Studies en the Ice Age in India and associated human cultures. Carnegie Inst. Washington, 1939. publ. № 493.
8. Hopwood A. T. Fossil elephants and Man. Proc. Geol. Assoc. London, 1935.
9. Hopwood A. T. Earth-movements, Ice Ages and Faunas. Geol. Magazine, 1936.
10. Haug E. Traité de géologie, t. II. Les périodes géologiques. Paris, 1911.
11. Pilgrim G. E. The application of the European time scale to the Upper Tertiary of North America. Geol. Magazine, 1940.
12. Pilgrim G. E. The Lower Limit of the Pleistocene in Europe and Asia. Geol. Magazine, 1944, № 1.
13. Teilhard de Chardin P. The Post-Villafranchian interval in North. China. Bull. Geol. Soc. China, XVII, 1937.

К. К. МАРКОВ

О СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ АЛЬПИЙСКИХ ЛЕДНИКОВ

(По материалам иностранной литературы)

В иностранной литературе по альпийским ледникам встречаются указания на то, что ледники все уменьшаются в размере. Измерения ледников в Альпах показывают что в 1911 г. ледники отступали. В 1911—1920 гг. они в общем наступали, причем в Западных Альпах наступание достигло максимума ранее, чем в Восточных Альпах. За этот отрезок времени зимы были несколько теплее нормальных, а лето несколько холоднее.

В 1921 г. пришел конец этой кратковременной стадии наступания. Ледники стали сокращаться в размере, причем в Восточных Альпах энергичнее, чем в Западных. В следующие годы все большее число ледников захватывалось этим процессом. В зиму 1939/40 г., несмотря на холодное лето, в Восточных Альпах отступало 90%, а в Западных — 80% всех ледников. В 1942 г. отступание происходило еще энергичнее. В виде исключения отдельные ледники наступали. Одной из главных причин такого аномального наступания ледников могут считаться фирновые лавины, падающие на отдельные ледники и улучшающие условия их питания и движения. Но случаи наступания ледников представляют не более как исключения из правила.

Линейная величина отступания чаще всего составляет 15—30 м в год, в отдельных случаях—свыше 100 м в год. Очень ярко выражено опускание поверхности ледников. Вследствие этого во многих местах от подошвы ледников стали видны горные вершины, ранее закрытые от взора наблюдателя ледниками. На леднике Хинтерейсфернер поверхность опустилась за 20 лет (1919—1939) на 27—48 м; примерно столько же на других ледниках. Подобное опускание поверхности ледников представляет собою результат не только абляции, но и изменившихся условий движения ледников. Во многих случаях опускание поверхности захватывало даже области питания ледников, где фирн полностью стаивал и обнажался зеленоватый лед. Собственно абляция достигает в лето величины 6—7 м, а в отдельные дни — 6—7 см. Фены, а также внезапное выпадение пыли в мае 1937 г. значительно усилили таяние, в связи с чем увели-

чился расход альпийских рек. Были затруднены переправы в брод через реки. С другой стороны, реже стали образовываться плотинные озера и связанные с ними «ледниковые катастрофы», т. е. прорывы плотинных озер.

Опускание поверхности ледников очень явственно отражается у бортов ледниковых долин; береговые морены возвышаются над ледниками на высоту многих метров, увеличивается количество моренного материала в различных формах его накопления. Во многих местах лед покрыт мореной и представляет собою погребенный и мертвый лед. Некоторые ледники погребены мореной полностью. Ледники (у их концов) подтаивают и снизу. Здесь много гротов, вызывающих провалы в ледниковой поверхности и превращающих ее в комплекс впадин и бугров. Многие боковые ледники отделены от главных ледников, в которые они ранее впадали.

Отступание ледников вызывало уменьшение скорости их движения, обычно в несколько раз. Так, скорость движения ледника Хинтерейсфернер уменьшилась в 5—8 раз (например с 63.9 до 12.5 и с 64.2 до 7.3 м в год по разным профилям).

В общем надо констатировать большой масштаб происходящего отступания ледников. Показателем его служит то обстоятельство, что теперь обнажились такие точки, которые в течение нескольких столетий были скрыты под ледниками. Таковы, например, старые золотые выработки в районе горной группы Зоннблик, относящиеся к XVII в. В процессе общего сокращения ледников некоторые маленькие ледники совсем растаяли.

Более точное представление, чем сравнение линейного отступания ледников, дают сравнения изменений их площадей. Так, площадь ледника Пастерц уменьшалась после 1888 г. по 1927 г. с 32 до 24.5 км^2, т. е. на $^1/_4$. Общая площадь ледников Альп, расположенных в пределах Германии, составляла в 1938 г. 466 км^2, а в 1870 г. была больше на 102 км^2. К сожалению, не приводится данных об изменении объемов ледников, как это делает Альман для арктических ледников. Указывается лишь уменьшение объема некоторых ледников, составляющее до 14 млн. м^3 льда в год (Нижний Аарский ледник — 0.03 км^3).

Однако современное отступание ледников, как оно ни значительно, не достигло размеров сокращения ледников в послеледниковую теплую эпоху и даже размеров XVI в., когда многие горные вершины, которые теперь покрыты льдом, были обнажены. Таким образом, современные ледники в значительной своей части — новообразования, возникшие позднее послеледниковой теплой эпохи.

Ясной периодичности этих изменений, находящейся в связи с климатическими периодами, не установлено, так как изменения ледников представляют собою пока лишь часть одного периода изменения, начавшегося в середине XIX в.

Эти изменения имеют и практический интерес. В Альпах они затрагивают интересы гидроэнергетического хозяйства.

П. И. КРИГЕР

К ГЕОЛОГИИ СЛЕДОВ ПАЛЕОЛИТА В БАССЕЙНЕ ОКИ

Работая в течение ряда лет над вопросами истории рельефа и стратиграфии четвертичных отложений бассейна р. Оки, я должен был столкнуться с имеющимися здесь следами палеолита. Мои наблюдения над стратиграфией палеолитических стоянок кратковременны и отрывочны, но, учитывая весьма слабую изученность геологии центрально-русского палеолита, я нахожу целесообразным опубликовать их. Кроме того, данная заметка представляет собою краткую сводку, позволяющую вспомнить о некоторых указаниях, полузабытых или не обративших на себя достаточного внимания.

Строение четвертичных отложений бассейна Оки в основных чертах рисуется в следующем виде. К ледниковым отложениям прислоняются три надпойменные террасы: верхняя 30—40 м, средняя 18—23 м и нижняя 8—12 м. На более низком уровне в долине Оки залегают пойменные современные отложения. По некоторым притокам Оки между поймой и нижней надпойменной террасой иногда можно видеть «промежуточную» террасу высотой 5—6 м.

Очень важно найти соотношение между палеолитическими находками и указанными стратиграфическими горизонтами. Соотношение этих находок с оледенениями по схеме Пенка мне представляется менее интересным, так как перенесение этой схемы на Русскую равнину является гипотетическим.

1. Стоянка у с. Карачарова, близ г. Мурома, впервые описана гр. А. Уваровым в 1881 г. (14). Она давно пользуется большой известностью и имеет значительную литературу, которую я не могу привести в краткой заметке. Археологически ее датируют различно. По В. А. Городцову, это — ориньяк (2). С. Н. Замятнин (7) считает ее более поздней, чем раннее солютре, но древнее мадленских стоянок воронежской группы. П. П. Ефименко (5, 6) относит ее к нижнему мадлену.

Овраг у с. Карачарова прорезает верхнюю надпойменную террасу Оки. Нижняя и, повидимому, средняя надпойменные террасы (высота 10 м и около 18 м) заходят в карачаровский овраг и слагаются песчаными породами и суглинками; аллювий средней надпойменной террасы залегает на размытой поверхности морены. Эти данные определяют возраст карачаровского оврага, который, очевидно, образовался в промежуток времени между эпохами накопления аллювия верхней и средней надпойменных террас.

В месте раскопок А. Уварова, указанном мне престарелым местным жителем с. Карачарова, на морене залегают желто-бурые пористые суглинки. В низах суглинков, по описанию А. Уварова, и были сделаны находки костей млекопитающих и кремневых орудий.

В литературе уже предлагались объяснения генезиса указанных суглинков. А. Уваров в цитированном труде пытается изложить точку зрения В. Докучаева: «Под влиянием атмосферических условий дилювиальный слой стал постепенно стекать с высоких мест между оврагами к самим оврагам. Разжиженная дилювиальная глина покрыла культурные остатки слоем в 3 фута 8 дюймов». Позднее В. В. Докучаев (4) сам коснулся этого вопроса.

С. Н. Никитин (12) в 1892 г. считал интересующие нас суглинки образовавшимися наполовину за счет субаэральных процессов, наполовину за счет деятельности дождевой воды.

Повидимому, эти отложения приходится считать делювиальными. Стоянка находится на площадке древней террасы карачаровского оврага, отвечающей средней надпойменной террасе Оки (8). Очевидно, аллювий указанной террасы (который в овраге имеет небольшую мощность) в данном месте денудирован. Выходы аллювия, повидимому этой же террасы, можно видеть выше по оврагу.

2. За последнее время П. И. Борисковский (13) сообщил об открытии палеолитической стоянки на Оке, у с. Троице-Пелениць, близ г. Спасска. На основании своих наблюдений 1933 г. и переписки с П. И. Борисковским я склонен думать, что его находки происходят из нижней надпойменной террасы Оки. Однако опубликованные им рисунки кремней, повидимому, не убеждают в наличии палеолита у Троице-Пелениц.

3. В работе В. А. Городцова (3) в 1902 г. помещено сообщение о находке следов палеолита в долине ручья у с. Мелтинова (на Оке, выше г. Белева).

Мой беглый осмотр окрестностей с. Мелитова не дал указаний на палеолит. Стратиграфические условия старых находок В. А. Городцова также не могли быть установлены. Описанный им разрез с указанной в его работе последовательностью слоев не был найден.

В долине ручья прослеживается нижняя надпойменная терраса высотой около 7 м и, может быть, еще одна, более высокая — высотой около 16 м.

4. В 1900 г. Четыркиным (9) были открыты следы палеолита в окрестностях г. Козельска. По указанию Четыркина в долине р. Тростянки (приток Клютомы, впадающей в р. Жиздру), в 2 км от дер. Степино, были найдены кости (принадлежащие, по Н. И. Криштофовичу, мамонту, лосю, оленю, носорогу) и костяные и кремневые орудия. По мнению Н. И. Криштофовича (10), слои, заключающие указанные остатки, имеют озерно-речное происхождение.

Окрестности дер. Степино были бегло осмотрены мною в 1935 г. Здесь по р. Жиздре развиты выше поймы три древние аллювиальные террасы. Из них нижняя надпойменная терраса (около 9 м над Жиздрой) проникает и в долину р. Тростянки.

К сожалению, мне не удалось точно установить место находок Четыркина. Местные жители указывали мне разрез, у основания которого, по их словам, в недавнее время были находимы кости крупных животных. Здесь наблюдались покрытые осыпью древнеаллювиальные и отчасти, может быть, делювиальные суглинки.

5. Недавно О. Н. Бадер (1) описал находку черепной крышки человека в древней аллювиальной террасе р. Сходни. Геологические условия находки описаны О. Н. Бадером по данным В. В. Сахарова. На основании этого описания я полагаю, что находка происходит из «промежуточной» террасы.

6. Н. П. Милонов предполагает следы палеолита на р. Верде около с. Мшанки (11). Место находок геологом не осматривалось.

7. По моему мнению, с деятельностью человека позднепалеолитического времени надо связывать находки костей *Cervus euryceros* и других животных у дер. Ясникольское по ручью Аксен. Геологически слой находок надо датировать временем завершения аккумулятивных процессов «промежуточной» террасы и началом торфообразования в балках Средне-Русской возвышенности.

8. Указанная К. И. Лисицыным (15) стоянка на берегу Оки у с. Жеремино (выше Лихвина) под пойменным аллювием ближе не исследовалась. Она может быть послепалеолитической.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бадер О. Н. Новая палеантропологическая находка под Москвой. Предварительное сообщение. Антрополог. журн., 1936, № 4, стр. 471—475.
2. Городцов В. А. Археология, т. I. Каменный период. М., 1925.
3. Городцов В. А. Материалы для археологической карты долины р. Оки. Труды XII археол. съезда в Харькове, 1902, т. I, М.
4. Докучаев В. В. Археология России. Каменный период, тт. I и II графа А. С. Уварова. Труды СПб. о-ва естеств., т. XII, вып. 1, СПб., 1882, 52 стр.
5. Ефименко П. П. Палеолитические стоянки Восточно-Европейской равнины. Труды 2-й междунар. конфер. АИЧПЕ, вып. V, 1934.
6. Ефименко П. П. Первобытное общество. 1938.
7. Замятнин С. Н. Карачаровская палеолитическая стоянка. Отд. оттиск. Сб. Гос. Ак. ист. матер. культ., I, 1929.
8. Кригер Н. И. Четвертичные отложения долины среднего течения Оки и Окско-Пронского водораздела в связи с историей рельефа. Землеведение, т. 38, вып. 2. М. — Л., 1936, стр. 168—182.
9. Криштофович Н. И. Местонахождение костей мамонта в Козельском уезде Калужской губернии (около 2 верст от дер. Степино). Ежегод. по геол. и минер. России, т. IV, вып. 7, 1901. Здесь перепечатана заметка Четыркина из Калужск. губ. вед. за 1900 г.
10. Криштофович Н. И. О геологических исследованиях палеолитических стоянок Европейской России летом 1904 г. «Древности», Труды Моск. археол. о-ва, т. 21, вып. 2, М., 1907.
11. Милонов Н. П. Материалы к археологической карте Скопинского уезда Рязанской губернии (районы течения рек Верды и Прони). Труды о-ва иссл. Ряз. края, вып. 12, Рязань, 1928.
12. Nikitin S. Sur la constitution des dep$\hat{o}$'s quaternaires en Russie et leurs relations aux trouvaille resultant de l'activité de l'homme préhistorique. Congrès Int. d'arch., préhist. et d autr., 11-me Session a Moscou, 1, Moscou, 1892.
13. Борисковский П. И. Палеолитические и эпипалеолитические местонахождения бассейна р. Оки. По материалам археологических разведок 1934 г. Труды Сов. Секции ИГАИМК, вып. 1, 1937, стр. 302—316; резюме, стр. 316—317.
14. Уваров А. Археология России. Каменный период, I. М., 1881.
15. Лисицын К. И. К геологии послетретичных образований Лихвинского уезда Калужской губернии и их соотношение с послетретичными образованиями Юга, Востока и Запада России. Отд. оттиск из «Изв. Алексеевского Донского политехн. ин-та», т. II, отд. II. Новочеркасск, 1913, стр. 367—387.

Е. И. БЕЛЯЕВА

О НАХОДКЕ ОСТАТКОВ *ELEPHAS PRIMIGENIUS* BL. В ДОЛИНЕ р. ИЛИ

В 1941 г. в краеведческий музей г. Алма-Ата были переданы два зуба ископаемого слона, найденные в долине р. Или. По предположению научного сотрудника музея Т. К. Полосьмакова, эти зубы могли происходить из песков большого обнажения правого берега р. Или, находящегося примерно в 12 км на восток от Калканских гор. Установить более точные географические и стратиграфические данные о находке не представлялось возможным.

Доставленные зубы — последние нижние челюстные — M_6 sin. и dext., принадлежащие, повидимому, одной челюсти, характеризуются:

1) крупными размерами: наибольшая длина зубов равна 38 см;

2) высокой коронкой: максимальная высота для левого — 16.2 см у тринадцатой и для правого — 15.7 см у четырнадцатой пластинки;

3) неширокой, удлиненно-овальной жевательной поверхностью; наибольшая ширина пластинки на жевательной поверхности левого зуба — 9.2 см на седьмой пластинке, а правого—9.3 см на восьмой и девятой пластинках;

4) высокой формулой общего числа пластин; для левого зуба она выражается $\times 27\times$ и для правого $T_3 + 24\times$;

5) небольшой частотой пластин: на 10 см жевательной поверхности левого зуба приходится $6^1/_2$ пластин и 7 межпластинных расстояний, на правом — 6 и $5^1/_2$; пластинки не толстые, межпластинные расстояния не широкие;

6) средней изношенностью зубов, причем правый зуб стерт несколько больше левого; длина жевательной поверхности левого зуба равна 18 см, правого — 20 см; наиболее стертые передние пластины имеют прямоугольные узкие эмалевые ленты; неполно стертые средние имеют соотношение боковых и центральных частей по типу lat. lam, med, ann.; на самых задних, чуть стертых, — мелкие диски; строение пластин в вертикальном разрезе отвечает типу зубов *Elephas primigenius*;

7) не толстой (0.25 см), ровно-мелко-плойчатой эмалью;

8) отсутствием дигиталий.

Приведенная характеристика зубов позволяет их отнести к поздним членам ряда *El. meridionalis — El. primigenius*. Сравнение с зубами сибирских мамонтов показывает, что илийские зубы отличаются меньшей частотой пластин и более широкими межпластинными расстояниями. По характеру пластин они ближе к зубам мамонта «первой группы», описанным М. В. Павловой (1910), из Кирилловской стоянки. Строение илийских зубов отвечает примитивным формам *Elephas primigenius*.

Имеющиеся данные по ископаемым элефантидам Казахстана сводятся к указаниям о находках *El. meridionalis, El. antiquus, El. trogontherii* и *El. primigenius*. Остатки первых трех форм представлены единичными находками, которые встречены в Семипалатинском районе (*El. meridionalis*) и по р. Иртышу (*El. antiquus* и *El. trogontherii*). Остатки *El. primigenius* известны из различных областей Казахстана, преимущественно из северных районов. Илийские остатки отодвигают границу находок *El. primigenius* в Казахстане на юг и на восток.

Несмотря на отсутствие точных данных об условиях нахождения илийских зубов, эта находка интересна и в палеофаунистическом отношении. Для юго-восточной части Казахстана наши сведения по четвертичным млекопитающим пока ограничиваются только указаниями Н. Н. Костенко (1935) о находках зуба мамонта, полученного при рытье в г. Алма-Ата, и остатков *Cervus, Equus, Mustela* и *Vulpes* в Ногасайском логу в окрестностях г. Алма-Ата. Лёссовые отложения, в которых найдены эти остатки, Н. Н. Костенко относит к началу четвертичного периода, т. е. указанные остатки могут рассматриваться как элементы раннечетвертичной фауны; илийская же находка может быть некоторым индикатором на состав позднечетвертичной фауны. Таким образом, для четвертичного периода юго-восточного Казахстана намечаются две фауны. Выяснение всего состава этих комплексов связано с постановкой планомерных палеофаунистических исследований.

И. Н. ПАВЛОВ

К СТРАТИГРАФИИ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОВЬЕВ р. ВОЛГИ

Осадки, связанные с деятельностью ледника в верховьях р. Волги, отличаются значительной мощностью и широким распространением. Однако вследствие плохой обнаженности района изучены они плохо.

Публикуемый ниже сводный материал, дающий возможность осветить состав и строение глубоких горизонтов ледниковых образований, несколько восполняет указанный пробел.

Ледниковые отложения на описываемой территории сконцентрированы, в основном, в обширной депрессии, в так называемой селищенской подземной котловине, выполненной нацело четвертичными отложениями. Некоторые скважины в пределах депрессии прошли в четвертичных отложениях от 90 до 125 м, не встретив коренных пород.

По материалам электроразведки селищенская депрессия в своих границах в основном совпадает с полосой распространения угленосных осадков (толща C_1^h); лишь у Селижарова и Осташкова она заливообразно врезается в известняковое плато.

В районе наиболее разведанных месторождений (Селижарово, Андреаполь, Нелидово) в составе четвертичных отложений, выполняющих депрессию, совершенно четко выделяются три толщи моренных суглинков, разделенных флювиогляциальными песками.

Непосредственно на коренных породах, в глубоких частях котловины, залегают предледниковые мелкозернистые пески. Мощность описываемого горизонта варьирует в пределах 0.5—1.0 м.

Предледниковые пески перекрываются карбонатными суглинками (2—9 м) с включением валунов местных осадочных пород; иногда морена разделяется грубыми валунными песками на ряд подгоризонтов.

Нижняя морена сохранилась от размыва в виде «островков» только в глубоких частях депрессии.

В кровле описываемого горизонта скважиной в Жукопе вскрыты ленточные глины и горизонт погребенного торфяника.

Ниже приводится разрез скважины в Жукопе, вскрывшей указанные отложения: (табл 1):

Таблица 1

Сверху вниз	Мощность (в м)	Предположительный возраст
Песок разнозернистый	23	Q III—IV
Погребенный торфяник	0.3	Q_{III}^{R-W}
Моренный суглинок	7.2	Q_{II}^{MR+R}
Песок разнозернистый, преимущественно мелкозернистый	19.5	
Погребенный торфяник	0.2	
Ленточные глины	7	
Моренный суглинок	6	Q_I^M
Песок однородный мелкозернистый	29	
Коренные породы, лихвинские известняки . .	2	C_I

Флювиогляциальные пески, подстилающие среднюю морену, распространены довольно широко. Предледниковые потоки, отложившие описываемые пески, почти полностью размыли нижнюю морену и заполнили выработанный предшествующим ледником рельеф.

В древних ложбинах стока мощность указываемых песков необычайно велика: Скакулино — 42—86 м, Булатово — 42 м, Жукопа—29 м.

В нижней части разреза флювиогляциальные пески мелкозернисты и довольно однородны; выше — постепенно переходят в грубозернистые, содержат гравий, гальку и валуны.

Средняя морена (2—20 м), представленная также валунными суглинками, в пределах депрессии встречена почти всеми скважинами. Обычно у окраины котловины она залегает непосредственно на коренных породах.

Среди валунов в описываемой морене преобладают уже северные породы. Интрогляциальными песками она часто расслаивается на ряд подгоризонтов.

Помимо скважины в Жукопе, в кровле средней морены погребенные торфяники вскрыты разведочными скважинами в Скакулине и Булатове.

Отложения верхнего моренного комплекса перекрывают плащеобразно всю исследуемую территорию. Долинами рек и оврагами они часто вскрываются, благодаря чему лучше доступны для изучения, чем нижележащие ледниковые осадки.

Межморенные флювиогляциальные пески, подстилающие верхнюю морену, присутствуют почти повсеместно.

Залегание верхней морены на средней констатировано редкими скважинами.

По механическому составу описываемые пески ничем не отличимы от аналогичных нижележащих осадков. Мощность песков вариирует в пределах от 2 до 20 м.

Верхняя моренная толща петрографически делится на донную морену и конечноморенные образования.

Моренные суглинки, слагающие донную морену, сплошным плащом перекрывают исследуемую территорию, спускаясь языком в долины рек. Этим самым доказывается, что современная гидрографическая сеть района в основном была заложена еще до последнего оледенения.

Среди донной морены разведочными скважинами вскрыты линзы слабо сортированных валунных песков и крупные отторженцы нижнекаменноугольнных и силурийских пород. Мощность верхнеморенных суглинков по скважинам 5—20 м.

Конечноморенные образования представлены плохо сортированными валунными песками с крупными линзами гравия и гальки. Описываемые породы слагают осташковские и вышневолоцкие конечноморенные гряды. Мощность конечноморенных образований достигает нескольких десятков метров (20—30).

Верхняя морена перекрывается надморенными флювиогляциальными древнеозерными и аллювиальными отложениями. Среди последних в связи с корреляцией ледниковых отложений наибольший интерес представляют древнеозерные образования, широко развитые в нижнем течении р. Селижаровки.

В типичном виде описываемые осадки представлены коричнево-бурыми ленточными глинами, безвалунными суглинками с темными прослоями желтого песка. Обычная мощность древнеозерных осадков 3—4 м. Только скважиной № 75 в дер. Булатово, в 16 км к юго-западу от Селижарова, вскрыта необычно мощная толща ленточных глин — 14 м. Столь широкое развитие мощной пачки древнеозерных отложений заставляет предполагать, что в верховьях Волги, после отложения верхней морены, длительное время существовал водоем, занимавший, повидимому, значительную площадь. Связь описываемого верхневолжского водоема с современной долиной Волги произошла в период формирования первых надпойменных

террас р. Селижаровки и р. Волги в районе Селижарова. Подтверждением сказанному является присутствие в цоколе указанных террас под аллювиальными отложениями ленточных глин.

Не располагая анализами пыльцы из погребенных торфяников, мы лишены возможности сделать определенные выводы о возрасте выделяемых нами трех морен.

Судя по соседним районам, можно сделать предположение, что они отвечают трем оледенениям, имевшим место на Русской платформе.

Г. А. Чернов. Образование террас Печорского бассейна. Труды Северного геологического управления, вып. 14, 1944. Рецензия.

Г. А. Черновым проделана большая работа по описанию речных террас. В ней на 70 страницах автор подробно и систематически изложил имеющиеся данные о террасах, главным образом об их числе и высотном расположении, для речных долин обширного Печорского бассейна. Использованы как наблюдения самого автора, в течение ряда лет изучающего Печорский край, так и многочисленные материалы других исследователей. Сводка таких данных, разбросанных в различных источниках, придает сделанной работе большую ценность.

Описание террас на различных участках Печорского бассейна дано в отдельных главах: I — Верхняя Печора с Илычем, II — Средняя Печора с Усой, III — Нижняя Печора с притоками. Кроме того, в IV главе описаны террасы соседних с Печорой небольших рек, впадающих непосредственно в Баренцово море. В заключении (стр. 52—66) изложены выводы относительно образования террас и развития долин в Печорском крае. К работе приложен список изданной и рукописной литературы, состоящий из 117 названий.

При всем том значении, какое имеет сводка распыленных материалов по террасам большого речного бассейна, нельзя не отметить в ней некоторых недостатков. Прежде всего, обращает на себя внимание односторонний подход к изучению террас. Г. А. Чернов ограничивает свою задачу выяснением числа и высоты террас над рекой. Главным отличительным свойством выделяемых террас считается их высота над уровнем реки, соответственно с чем порядковые номера террас как бы отражают всю сущность явлений, в связи с которыми возникают и образуются террасы. Данные о террасах, которые приводятся в работе, основаны в большинстве случаев на беглом их осмотре. Террасы перечисляются без параллельного изучения геоморфологического развития долин в целом, не выясняются возможные связи террас с моренами древних ледников; остаются вне внимания автора вопросы о древних направлениях речного и флювиогляциального стока; недостаточно обращено внимания на само строение террас, на их морфологические и геологические особенности. В суждениях относительно образования террас автор исходит из предвзятого мнения о том, что развитие долин более или менее одинаково и равномерно протекало на всей громадной территории Печорского бассейна. Он не пытается (за редкими исключениями) проследить изменения высоты, состава и выклинивания террас по протяжению долин на различных их участках. В связи с этим вопрос образования террас Печорского бассейна освещен Г. А. Черновым не достаточно. К тому же приходится отметить, что и само изучение этого вопроса поставлено автором неправильно.

У автора отсутствует самостоятельное мнение о возрасте террас, которое можно было бы получить только при соответствующем обстоятельном их изучении. Поэтому он пытается искусственно увязать образование перечисленных им террас с общими схемами развития рельефа Печорского

края, заимствованными у других исследователей. Склоняясь, без должного критического отношения, к представлениям некоторых геологов о том, что вся Припечорская равнина покрывалась последним, т. е. вюрмским, оледенением, Г. А. Чернов относит начало развития долин Печорского бассейна к послеледниковому времени. Все террасы в этих долинах он считает послевюрмскими. Правда, автором высказывается соображение о том, что «неправильно было бы думать, что речная сеть Печорского бассейна во всех своих частях начала образовываться одновременно». Однако представление о разновременном возникновении долин Печорского края сужается в рамки слишком короткого отрезка времени, захватывающего одну только эпоху таяния вюрмского ледника и постепенного отступания последнего к северу.

На тот случай, если бассейн Верхней Печоры не перекрывался вюрмским ледником, автор допускает возможность более раннего возраста древних террас Печоры. В этом случае образование всех трех более древних террас из числа выделенных объединяется по времени почему-то в один «рисс-вюрмский межледниковый период».

Надо сказать, что как то, так и другое предположение автора вызывает возражения. На основании данных, полученных в последние годы, можно думать, что террасы в более верхней, южной, части Печоры стали возникать вслед за максимальным (рисским) оледенением; в средней, т. е. более северной, части реки — после 1-го постмаксимального оледенения и, наконец, на крайнем севере бассейна, близ морского побережья, — после 2-го постмаксимального оледенения.

Г. А. Чернов пытается привязать древние террасы всего Печорского бассейна к послеледниковым террасам Баренцова моря. При этом сопоставляются количество и высота террас в долинах Печорского бассейна с количеством и высотой их не только на побережье материка, но и на Новой Земле. Такая попытка не имеет за собою достаточных оснований, и автор сам признается, что не может притти к какому-либо решению этого вопроса. Остается непонятным само желание автора сопоставлять высоты террас на Новой Земле и в долинах Печорской равнины, которые отличаются совершенно различными темпами современных вертикальных движений земной коры. Наряду с этим Г. А. Чернов совершенно не затрагивает вопроса о соотношении террасовых отложений в долинах Печорского бассейна с морскими отложениями бореальных и послеледниковой трансгрессий.

Автором не учитывается возможность позднейших значительных изменений в расположении древних террас на различных участках долин под влиянием современных тектонических движений. Вследствие этого от его внимания ускользнули значительные тектонические деформации древних террасовых уровней, подобные тем, которые недавно стали известны на Средней Печоре благодаря детальному изучению геоморфологических особенностей долины. От внимания автора ускользнули также и местные древние террасы, возникающие на сравнительно коротких участках долины в связи с современными тектоническими движениями.

Вследствие в значительной степени дифференцированных современных колебательных движений земной поверхности, количество и высоты террас на отдельных участках долины Печоры весьма различны. Поэтому террасы с одинаковыми порядковыми номерами на таких участках долин могут оказаться совершенно различными по возрасту и происхождению. Приходится сомневаться в правильной параллелизации автором террас на разных участках долины. Вполне вероятно, что Г. А. Черновым в террасовые уровни с одинаковыми порядковыми номерами включены террасы разного возраста. Так, например, из данных, которые указываются

автором, совсем не ясно положение его II террасы на Верхней и Средней Печоре.

Эта терраса называется автором надпойменной и, по его же словам, заливается наиболее высокими паводками. Из приведенных высот террасы и указаний на другие ее свойства можно заключить, что в этом случае под одним порядковым номером, повидимому, соединены различные образования, начиная с верхней ступени поймы и кончая террасой, относящейся к эпохе последнего оледенения. Подозрение о подобном же смешении возникает и в отношении более высоких террас Верхней и Средней Печоры при рассмотрении двух таблиц на страницах 7 и 9.

Почти во всех долинах автор усматривает пять террас, считая с поймой. При этом пойму, или I террасу, и следующую за ней II террасу он подразделяет каждую на две ступени. Однако, ввиду указанных различий в развитии долин на отдельных их участках в зависимости от истории древнего оледенения и тектонических явлений, предлагаемая Г. А. Черновым однообразная «пятитеррасная» схема развития долин Печорского края вызывает серьезные сомнения.

Слишком большое значение в происхождении террас автор придает изменениям базисов эрозии, которые, по его мнению, «несомненно должны связываться с колебаниями уровня Северного моря». Наряду с этим недостаточно учитываются некоторые другие факторы, как, например: значение в образовании террасовых толщ мощных флювиогляциальных выносов в долину Печоры со стороны близко подходивших к ней ледников в послеледниковое время; наличие таких местных базисов эрозии, как озера, существовавшие на некоторых участках Печоры вслед за отступанием максимального оледенения, и т. д. Г. А. Чернов усматривает 6 фаз понижения базиса эрозии для рек Печорского бассейна, отразившихся на образовании террас. В умозрительных построениях автора даже образование отдельных ступеней современной поймы, равно как и отмелей в русле, обнажающихся из-под воды в меженное время, а также и образование руслового ложа на стрежне реки связывается с соответствующими опусканиями базиса эрозии. Такое объяснение происхождения подобных пойменных и русловых морфологических образований находится в явном противоречии с теми известными фактами, которые указывают не только на синхроничность, но и на сингенетичность этих образований в речных долинах.

Помимо общих замечаний в отношении работы Г. А. Чернова, следует упомянуть и о некоторых погрешностях частного порядка. Так, например, не соответствует действительности разделение поймы у всех рек Печорского бассейна на две ступени. На одной только лично мне знакомой Средней Печоре строение поймы весьма разнообразно: местами пойма здесь ступенчата, причем местами в ней выделяются две ступени, а местами их гораздо больше; местами ступенчатость поймы отсутствует. Вполне естественно думать, что разнообразие строения поймы еще более увеличится, если взять для сравнения все реки Печорского бассейна.

Неправильно отнесение самостоятельной древней аккумулятивной террасы, развитой на Средней Печоре, у Троицко-Печорска и Покчи, на высоте 6—8 м над рекой, к верхней ступени поймы. Эта терраса сложена соответствующей ей довольно мощной толщей речных отложений, в которые врезается русло реки с формирующимися по его сторонам современными пойменными образованиями. На этой террасе развивается зональная подзолистая почва. Указание автора, что терраса заливается «один раз в 25—30 лет», не отвечает действительности. Терраса эта вышла из-под уровня разливов.

Нельзя согласиться с суждением автора относительно того, что обширные площади выделяемой им V террасы на Печоре указывают на образование этой террасы широкой рекой с медленным течением. Песчано-галечный состав отложений этой террасы, в которых изредка встречаются даже небольшие валуны, не может указывать на медленное течение водного потока. Большая ширина террасы зависит не от ширины и медленного течения отложившего ее потока, а от того, что мощная флювиогляциальная толща, слагающая террасу, выполняет на значительную высоту ранее разработанную долину.

Нельзя согласиться с указанием автора, что мощность отложений на древних террасах во всем Печорском крае не превышала 6 м и что во время образования всех древних террас Печоры эрозионная деятельность преобладала над аккумулятивной. Г. А. Чернов считает при этом, что террасовые толщи образовались здесь за счет весенних разливов. На самом же деле мощность террасовых толщ, например на Средней Печоре, достигает более десятка метров, что дает основание притти к противоположным выводам относительно значения аккумуляции в образовании террас.

Нельзя умолчать о неправильной транскрипции слова «Илыч» («Ылыч»).[1] Название большого правого притока Печоры — Илыча — произносится местным комийским населением со свойственным ему акцентом, как «Ылыч». Однако слово «Илыч» не комийское. Поэтому нет причин подражать в его произношении языку коми и нарушать правила общепринятой транскрипции этого слова.

Кроме того, необходимо отметить, что нельзя Баренцово море называть Северным, как это делает Г. А. Чернов, который, очевидно, забывает, что Северным морем называется море между материком Европы и восточными берегами Великобритании.

Независимо от указанных недостатков работу Г. А. Чернова следует считать интересной, так как она помогает быстро ориентироваться в количестве, местонахождении и состоянии материалов по террасам обширной области нашего Севера и содержит личные наблюдения автора, охватившего своими исследованиями многие районы Печорского края.

В. В. Ламакин

H. HÄRRI. Die Waldgeschichte des Baldeggerseegebietes und ihre Verknüpfung mit den prähistorischen Siedlungen. Bericht über das geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1944. Zürich, 1945, SS. 113—123 (Vorläufige Mitteilung). Реферат.

Автор описывает строение озерных отложений и приводит данные пыльцевого анализа их у двух ископаемых свайных построек на берегу озера Бальдегг, в кантоне Люцерн, в Швейцарии. Одна свайная постройка лежит на торфянистом мысе северного края озера,— это постройка «Seematte»; другая свайная постройка — «Baldegg» — лежит в 4 км южнее постройки «Seematte». У первой стоянки культурный слой покоится на мощном слое озерной извести (6 м), подстилаемом слоем мергеля (около

---

[1] Это относится не только к рецензируемой работе, но и к ряду других.

1.5 м); у второй свайной постройки культурный слой лежит под слоем гиттии и, частью, в верхнем слое озерной извести. Общая толща исследованного озерного отложения около 2 м.

Для обоих отложений был сделан пыльцевой анализ. В отложении постройки «Seematte» нижний слой — мергель (около 1.5 м) — отличается большой бедностью пыльцы, среди которой встречается почти исключительно пыльца недревесных растений. Очень редкая пыльца древесных растений принадлежит только сосне и березе, не считая единичной пыльцы некоторых других древесных пород, которую автор признает заносной. Но небольшое количество пыльцы сосны, которая почти поровну принадлежит обыкновенной и горной сосне, возможно, также, думает автор, заносного происхождения. Береза представлена главным образом мелкой пыльцой, которую автор относит к *Betula nana*; меньшее количество более крупной пыльцы причисляется к *Betula verrucosa*, а единичные пылинки — к *Betula pubescens*. Особенно же интересна в этом слое пыльца недревесных растений. Главная ее часть, приблизительно в равном количестве, отнесена автором к типу *Helianthemum alpestre* и *Artemisia campestris*. Меньшая часть принадлежит пыльце злаков и осок, а кроме того, изредка встречается тип пыльцы *Chenopodium* и *Plantago*. Внизу слоя была отмечена пыльца сложноцветных. Но кроме этой пыльцы во всем этом слое зарегистрирована пыльца, которая после тщательного повторного исследования была автором посчитана за пыльцу *Artemisia*. Это сделано было на основании того, что у нее «отсутствовала ясная сетчатая структура экзины, свойственная пыльце ивы. Она была у этой пыльцы более толстая, чем у пыльцы ивы». Выше этого слоя наблюдается чрезвычайно быстрое падение количества недревесной пыльцы, которое достигает максимума на глубине около 6 м, где наблюдается максимум пыльцы сосны.

Подробное изучение спектров пыльцы в слое озерной извести, т. е. от глубины 7.5 м и доверху, дало возможность автору установить такую последовательность схемы древесных пород в лесах этой местности: в период, когда начало падать количество недревесной пыльцы, береза получила максимум распространения; за этим периодом наступил период господства сосны; когда ее участие в лесах начало падать, сильно распространился орешник; почти вместе с ним начал распространяться широколиственный лес (с господством дуба), сменившийся позже лесом с преобладанием бука, а позже и пихты. Судя по пыльцевой диаграмме, буково-широколиственные и пихтовые леса были и во время свайной постройки.

Озерное отложение у свайной постройки Baldegg исследовано до глубины 195 см и состоит в большой части из озерной извести; лишь самый верхний слой, до глубины 29 см, представлен гиттией. Под гиттией, на глубине 30—69 см, залегает верхний культурный слой, а второй слой лежит в слое озерной извести на глубине 88—101 см. Пыльцевой анализ этого озерного отложения показал, что нижние слои его принадлежат концу березового периода, а более верхние, до нижнего культурного слоя, — сосновому времени. Культурные же слои и разделяющий их слой озерной извести относятся к периоду пихты и бука. Таким образом, в этом профиле отсутствуют слои, отвечающие господству орешника и дубово-широколиственного леса, что объясняется автором тем, что в это время уровень озера значительно опустился и это место не было покрыто водой. Если это принять, то строение и пыльцевые спектры обоих озерных отложений хорошо увязываются друг с другом.

Общий вывод тот, что в описываемой местности позднеледниковое время характеризуется преобладанием пыльцы травянистых растений и отсутствием леса. Затем наступил березовый период, сменившийся

сосновым, в конце которого начал распространяться дубово-широколиственный лес. Этот период орешника и дубово-широколиственного леса сменился периодом господства букового и пихтового леса, во время которого распространилась значительно и ольха, а возможно — и ель. В этом периоде имели место и поселения человека, соорудившего на озере Baldegg свои свайные постройки. Автор говорит, что свайные постройки Seematte Фогт относит к самому раннему швейцарскому неолиту, т. е. к культуре «Cortaillod IV», нижний культурный слой свайной постройки Baldegg — к позднему швейцарскому неолиту, а верхний культурный слой — к раннему бронзовому веку.

Очень интересно отметить, что начало облесения местности в конце позднеледникового времени и распространение древовидных берез знаменуется значительным распространением облепихи, *Hippophaë rhamnoides*. Это, как указывает автор, было отмечено также Луди на Женевском озере и Вельтоном—в Faulenseemoos у Шпиц.

Реферируемая работа, а также другие напечатанные труды, упомянутые в ней, свидетельствуют об интенсивном изучении методом пыльцевого анализа послеледниковых отложений Швейцарии, имевшем место во время войны, в котором активное участие принимал Геоботанический институт Рюбеля в Цюрихе. Из этой же работы мы видим также, что при пыльцевых анализах не только тщательно определяется пыльца травянистых растений, но и различается пыльца полыней (*Artemisia*) и ив (*Salix*). Интересно также и то, что в отложениях позднеледникового времени, в период безлесной, тундрового характера растительности, вместе с пыльцой карликовой березы и *Helianthemum alpestre* откладывалось много пыльцы полыней (*Artemisia*).

В. Н. Сукачев

P. TEILHARD de CHARNID. The Post-Villafranchian Interval in North China. Bull. of the Geol. Soc. of China, 1937, XVII, № 2, pp. 169—176, Nanking. Реферат.

В настоящей работе автор говорит об изменении взглядов на границу между плиоценом и плейстоценом Северного Китая.

1. Прежнее представление о позднем плиоцене и раннем плейстоцене Северного Китая.

В течение многих лет весь поздний кайнозой Северного Китая рассматривался как период сплошного беспрерывного накопления осадков, в общей толще которых выделялись только два отдельных горизонта: нижний — красная понтическая гиппарионовая глина, и самый верхний — плейстоценовый лёсс (стадия Мэлан). Позднее работами ряда исследователей (Тинга, Андерсона, Барбура, автора и др.) было установлено, что в Северном Китае между понтической красной глиной и лёссом находится особая группа отложений, заключающая остатки лошади, гиены, носорога, грызунов и моллюсков. Этот горизонт был назван Сенмен. Однако при детальном изучении этой фауны выяснилось, что многие виды и роды животных, встреченных в этих отложениях, различны и приурочены к определенным горизонтам, вследствие чего период Сенмен был разделен на два — Нихован и Чжоу-коу-тянь. Между ними предполагалось существование только очень незначительной эрозионной стадии «Z».

В недавнее время автору пришлось наблюдать в бассейне Тайку резкое несогласие между озерными песками периода Нихован и перекрывающими их красноватыми глинами. Это обстоятельство, а также ряд открытий других геологов позволили выделить Сенмен в отдельный горизонт.

2. Современное представление о позднеплиоценовом переломе в Северном Китае.

А) Стадия Сенмен (Нихован). Отложения стадии Нихован и Пре-Нихован (средний плиоцен) состоят из озерных фаций, но имеют определенные литологические и фаунистические различия. В середине плиоцена Северный Китай был покрыт лесостепью, населенной животными, принадлежавшими двум различным фаунистическим комплексам: 1) юго-восточной группе, богатой *Cervidae* (ряд вымерших видов оленя *Munjack*, параллелизуемого с современным южноамериканским оленем), *Rusa*, *Axis* и *Stegodon*; 2) особой центральноазиатской группе, характеризуемой, главым образом, антилопой (найдено более 5 новых видов). Это была провинция антилоп, которую можно параллелизовать с современной африканской провинцией, но отделившаяся от нее в начале плиоцена. Обе эти фауны — оленей и антилоп — процветали в Северном Китае и после появления таких форм, как лошадь, верблюд, бизон и др., характеризующих Виллафранкскую эпоху в Европе.

В) Период Пост-Нихован. В конце Нихован (Сенмен) в Северном Китае начинаются эпейрогенические подвижки. Все азиатское плато испытывало в это время поднятие, и только несколько районов опускалось среди подымающихся глыб. В результате этого началось врезывание рек, накопление мощных осадочных толщ в районах опускания, извержения вулканов (к северу от Шанси) и, возможно, окончательное отделение от материка островов Японии. Как следствие этих глубоких изменений, возможно связывавшихся также и с переменами климата, вымерла антилоповая фауна, за исключением *Spiroceros* и газелей. Малайский олень и *Stegodon* отступили к югу. Появились новые виды оленей (*Euryceroides*, *Pseudaxis* и др.), и в это же время, двигаясь, вероятно, с юга, одновременно с водяным буйволом, появляется человек (*Sinanthropus*).

С. В. Яковлева

H. WISSMANN. The Pleistocene Glaciation of China. Bull. of he Geol. Soc. of China, 1937, XVII, № 2, pp. 145—168, Nanking. Реферат.

Область Западного, гористого Китая и остров Формоза носят следы несомненного оледенения свежей и хорошей сохранности. Значительно хуже в этом отношении обстоит дело с областью Центрального Китая. Однако и там встречены ледниковые валунные отложения не только на вершинах возвышенностей, но также у подножий их и в речных долинах. Долгое время эти валунные толщи принимались за осадки периодических потоков, обращенные химическим выветриванием в мореноподобные отложения. Во время посещения ряда районов Восточного Китая (провинции Сычуань, Хубэй, Аньхэй и др.) автором были встречены валунные отложения, лишенные какой-либо слоистости и содержащие крупные валуны до 1 м в диаметре, с прекрасной ледниковой штриховкой. Эти валунные отложения спускаются с гор в виде обширных правильных языков. По внешней границе они переходят во флювиогляциальные галечники. Ясность картины несколько затушевывается покровом лёсса, лёссовидного суглинка, красной глины и латеритоподобной глины. В горах, с которых спускаются указанные валунные отложения, развиты типичные цирки, занесенные рыхлым материалом, и трогообразные долины, также выполненные аллювием. Но и в них обнажаются ледниковые отложения с многочисленными исштрихованными валунами, перекрытые лёссовидными глинами.

В Сычуани были обнаружены не только валунные ледниковые отложения, но также и конечные морены (около Суинини). Последние покрыты толщей лёссовидного суглинка и сопровождаются поясом флювиогляциального галечника, выполняющего долину реки на 20—30 м выше современного ее уровня. Для этого же района Гинтце-Хсю описал друмлинообразную форму.

Из этого краткого обзора видно, что по характеру ледниковых явлений Китай распадается на две области: первая область, куда относятся Западный Китай и Формоза, имеет свежие цирки, иногда заполненные озерами, троги и другие ледниковые формы хорошей сохранности; для второй области, охватывающей Центральный Китай и бассейн Сычуани, характерно перекрытие ледниковых отложений и форм эоловыми осадками и аллювием и наличие их размыва проточными водами. Это заставляет автора предполагать, что ледниковые отложения второй области древнее, чем первой. Свой вывод автор подтверждает сравнением современных и древних климатических условий Китая. При этом он исходит из того положения, что разница климата Западного и Восточного Китая оставалась одинаковой с момента формирования современной орографии и, таким образом, по настоящему климату можно предполагать о прошедшем. Сравнение кривых температур показывает, что Западный Китай теплее и летом и зимою, так как он защищен от северных ветров цепью Куэн-Луня. Наибольшее количество осадков выпадает на Формозе, в области Янтце и в горах Западного Китая, причем в двух первых областях преобладают зимние осадки. Область Янтце имеет климат, ближе всего подходящий к условиям, вызывающим оледенение: там круглый год более низкая температура и много зимних осадков, значительная часть которых выпадает в виде снега.

Учитывая все эти факты, автор приходит к выводу, что снеговая граница в низовьи Янтце могла быть ниже 2600 м, в то время как в Юньнани она была на высоте 3900 м, а на Формозе — 3350 м. Однако горы Центрального Китая не достигают высоты 2600 м, а описанное выше пьедмонтское оледенение Лушаня и других гор требует опускания снеговой границы до высоты 900 м. Таким образом, разница между действительной снеговой границей времени оледенения Янтце и теоретически высчитанной границей для последнего оледенения получается равной 1700 м. Это различие не может быть объяснено опусканием района в послеледниковое время или поднятием Тибета и Формозы. Единственное объяснение расхождения — это различный возраст оледенений Восточного и Западного Китая. Пока еще не произведена увязка оледенений Китая и Европы, автор предполагает назвать последнее оледенение Китая оледенением Тали, — по месту, где встречены его самые южные следы. Это оледенение было приурочено к высоким горам Западного Китая и Формозы; снеговая его граница для разных районов колебалась от 3000 до 3900 м.

Совместные поездки автора и геолога Ли привели их к выводу, что в области Лушаня было три самостоятельных оледенения, разделенных межледниковыми эпохами, а в Западном Китае, вместе с оледенением Тали, — четыре ледниковые эпохи. Отложения древних оледенений указаны ими для ряда мест.

Снеговая граница древних оледенений в Северном Китае, как сухом районе, вероятно, была значительно выше, чем в Центральном Китае: так, в Лушане она опускалась до 900 м, в Северной Монголии до 1800—2400 м и в Забайкалье до 700 м.

Как известно, флора Китая отличается богатством видов, и до сих пор это приписывалось отсутствию в Китае мощного четвертичного оледенения. Однако это можно объяснить и тем, что со времени последнего

сильного оледенения Китая прошло, повидимому, в десять раз больше времени, чем в Европе или в Канаде.

Сравнение протяжения последнего (вюрмского) и древнего оледенений в западной и восточной Евразии

В северной Монголии (хребет Хангай) Бёрке и Моррис различают молодое оледенение с цирками на высоте 3000 м, и древнее, значительно большее по размерам, со следами на высоте 2400—1800 м. Между ними они признают существование длительной межледниковой эпохи. В северо-восточной Сибири, согласно С. В. Обручеву, доказано, что последнее оледенение было незначительным и покрывало только вершины Верхоянского и Охотского хребтов. Древнее оледенение имело большее протяжение, и его ледниковые языки спускались до 200—500 м над уровнем моря, т. е. на 2000 м ниже современных (мелкие каровые ледники). В Сибирском Алтае разница снеговой границы двух оледенений равна 1300—1600 м. В горах северного Забайкалья разница равна 300—400 м. Ряд исследователей высказывался и за большее число оледенений для этих районов; так, Кузьмин и Фикелер говорили о четырех оледенениях Алтая, а Обручев и Солнцев о трех оледенениях Восточной Сибири.

В Западном Тибете де Терра нашел следы трех оледенений, причем максимальным было рисское; к этому же возрасту может быть отнесено пьедмонтское оледенение северо-западной Индии, при котором ледниковые языки спускались по долинам Ченаба и Инда до высоты 400 м.

Все эти факты дают автору основание предполагать, что разница в протяжении между последним и древним оледенениями в Восточной Азии значительно больше, чем в Европе и в Америке, и что в начале четвертичного времени полюс был несколько ближе к восточной Азии, чем сейчас.

С. В. Яковлева

C. ARAMBOURG. L'Elephas Recki Dietrich. *Sa position systématique et ses affinites. Bull. de la Soc. Géol. France, Sér. 5, t. XII, Fasc. 1—2—3, 1942, pp. 73—87, fig. 4, pl. I. Реферат.*

В своей небольшой статье C. Arambourg дает описание остатков ископаемого слона из долины р. Омо (Абиссиния), устанавливает его систематическое положение, а также приводит ряд общих соображений о происхождении и географическом распределении слоновых.

Найденные остатки идентичны форме, описанной Дитрихом из Oldoway (Восточная Африка) как *El. antiquus Recki*, сближаемой с *El. antiquus* Европы. В отличие от остатков, описанных Дитрихом, состоящих, главным образом, из изолированных зубов и костей конечностей, данная находка заключает в себе, помимо зубной серии и других костей скелета, два черепа, из которых один сохранился почти полностью.

Череп *El. Recki* имеет длинный и широкий фас, слегка приподнятую верхушку, сокращенный передне-задний диаметр, вертикальную, разделенную глубокой впадиной, затылочную часть, выгнутую фронто-париетальную область, суженный, медиально вдавленный лоб, короткие, параллельно направленные альвеолы бивней.

Зубы *El. Recki* имеют невысокую коронку и сравнительно небольшое число пластин. Они отличаются значительной толщиной эмали, при слабой и грубой скаладчатости, ограниченной медиальной частью пластины. Фигуры истирания образуют слабо выраженный медиальный синус.

Основные данные для коренных зубов *El. Recki* приводятся в следующей таблице:

	M^3	M_2	M_3
Общее число пластин	12—13	11	16
Число пластин на 10 см жевательной поверхности	5—5.5	5·5—6	5. 5—6
Отношение длины к ширине	3	2.2—2.6	2.7

Тщательное изучение морфологии найденных черепов и сопоставление их с известными черепами других видов *Elephas* позволило автору установить, что данная форма решительно отличается от *El. antiquus* Европы и не может быть с ним сближаема, как это делалось Дитрихом.

Череп *El. antiquus*, как известно, замечателен своим удлиненным фасом, куполообразно приподнятой верхушкой, разделенной глубокой медиальной депрессией, высокой и плоской фронтальной областью, наклонной затылочной плоскостью. *El. Recki* стоит значительно ближе к *El. hysidricur* и *El. meridionalis*, особенно к позднему варьетету последнего вида, описанному автором в 1938 г. как *El. meridionalis cromerensis*. Некоторые второстепенные структурные отличия в строении черепа дают основания считать *El. Recki* самостоятельным видом.

Распространение этого вида в Африке можно считать достаточно широким, так как, помимо ряда зарегистрированных находок, к нему, вероятно, могут быть отнесены и многие другие остатки *Elephas* из древне- и среднечетвертичных отложений, получившие иное определение. Упоминая, что только для Южной Африки описано 19 видов ископаемых слонов, автор подчеркивает всю ненадежность определения, основанного на отдельных коренных зубах, так часто и сильно варьирующих.

Далее автор приводит ряд общих соображений и выводов, представляющих для нас несомненный интерес, так как они по-новому ставят некоторые вопросы происхождения и географического размещения отдельных групп ископаемых четвертичных слонов.

Эти соображения заключаются в следующем.

Согласно старым классическим воззрениям, областью существования *El. antiquus* Falc. (*Hesperoloxodon* Осборна) считались вся континентальная Европа, Африка и средиземноморские острова, где этот вид был представлен карликовыми формами: *El. Falconeri*, *El. melitensis* и др. Многие исследователи сближали с этим же видом азиатскую форму — *El. namadicus*.

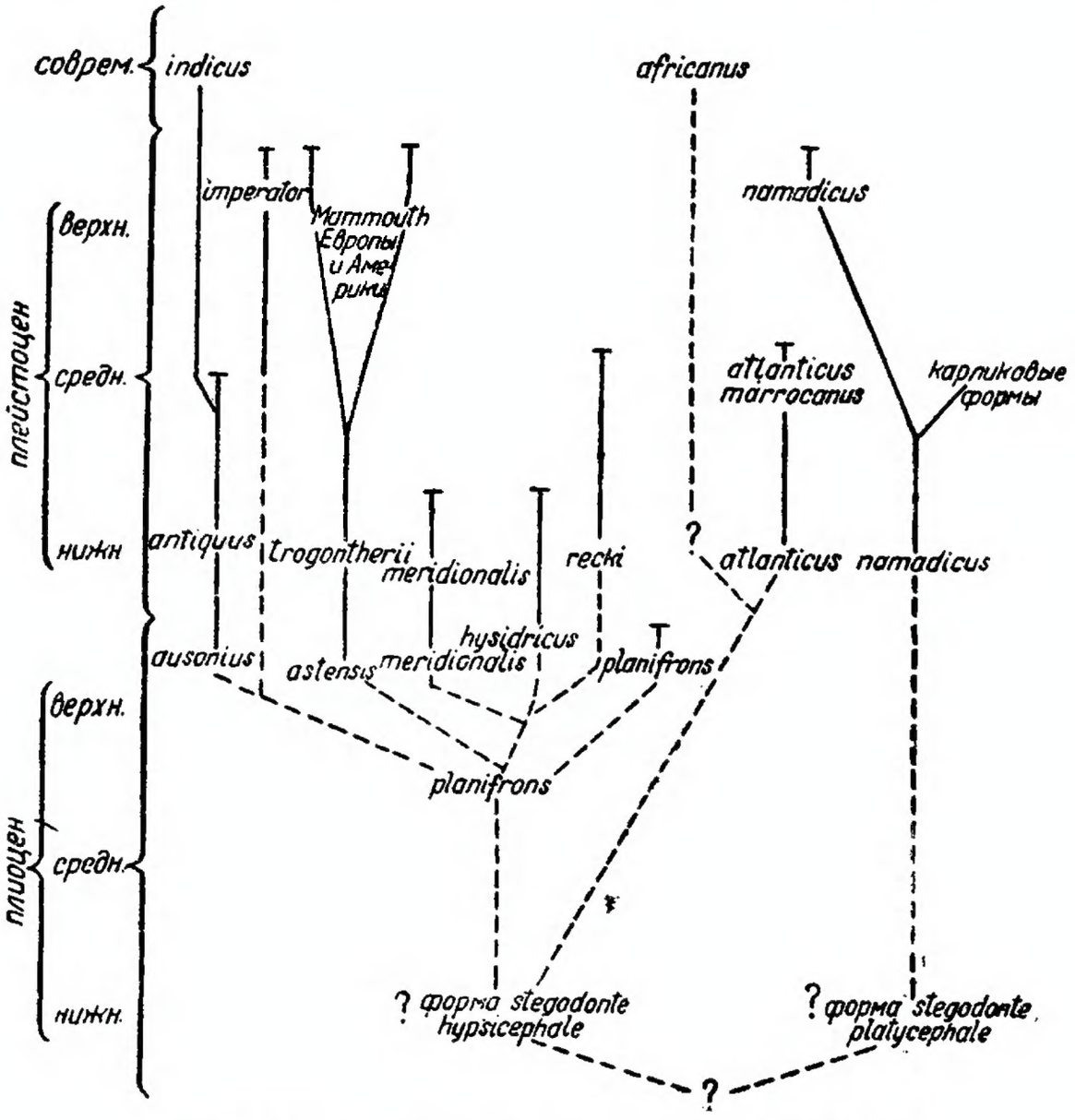
В настоящее время Г. Осборном доказано, что *El. namadicus* вместе со средиземноморскими карликовыми формами образует особую группу, обладающую общими характерными особенностями строения черепа. Морфология черепа *El. antiquus* резко отличается как от тех, так и от других.

Что же касается африканских находок, то, по мнению автора, ни в одном случае нельзя указать на достоверную принадлежность той или иной из них к *El. antiquus*.

Таким образом, областью распространения *El. antiquus*, по автору, остается Европа. Однако внимательное изучение и сопоставление черепа *El. antiquus* с черепами современного индийского слона указывает на их чрезвычайно большое сходство. У автора возникает предположение, что *El. antiquus* является предшественником современного индийского слона. Он считает, что здесь могло иметь место смешение ареалов, которым и можно объяснить сильную изменчивость зубов *El. antiquus*, столь часто наблюдаемую в Европе. Область развития *El. namadicus* достигала района средиземноморских островов. А некоторое число представителей *El. antiquus*, выгнанных из европейских лесов в связи с климатическим ухуд-

шением, могло мигрировать в Южную Азию. Автор оговаривается, что такое положение является гипотетическим и может подтвердиться лишь находкой черепов соответствующего типа в Азии.

Вопрос о происхождении современных африканских слонов остается автору не ясным. Одним из их недавних вероятных предков является *El. atlanticus* Pom. Известны также и другие промежуточные формы. Корни этой группы следует, видимо, искать в плиоцене между стегодонтными формами, которые, как известно, существовали в Африке.



Фиг. 1. Филогенетическая схема развития семейства *Elephantidae* по C. Arambourg (1942)

В заключение C. Arambourg предлагает вниманию читателей свою филогенетическую схему, воспроизведенную выше. Его схема по ряду положений значительно отличается от других современных схем. В связи с этим нельзя не отметить тех противоречий и глубоких принципиальных различий, которые встречаются за рубежом в решении отдельными исследователями вопросов происхождения четвертичных слонов. В качестве примера можно было бы привести основные полифилетические схемы Шлезингера; Зергеля, монофилетические Деперо, Матсумото, Осборна, столь резко отличные одна от другой.

И. К. Иванова

Цена 7 руб.